高等教育叢書

東北人民政府文化教育委員會主編

普通自然地理

包洛文金 著

王繼麟 金世柏 譯



東北教育出版社

高等教育叢書

東北人民政府文化教育委員會主編

普通自然地理

蘇俄教育部批准
師範學院適用

包洛文金著
（А. А. ПОЛОВИНКИН）
王繼麟　金世柏　譯

中國科學院圖書館藏

東北教育出版社出版

Проф. А. А. ПОЛОВИНКИН

ОБЩАЯ ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ

УЧЕБНИК
ДЛЯ УЧИТЕЛЬСКИХ ИНСТИТУТОВ

Утверждён
Министерством просвещения РСФСР

ГОСУДАРСТВЕННОЕ
УЧЕБНО-ПЕДАГОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИНИСТЕРСТВА ПРОСВЕЩЕНИЯ РСФСР
МОСКВА * 1948

前　言

本書係根據蘇聯包洛文金（А.А Половинкин）教授著「普通自然地理」（Общая физическая география）一九四八年版本譯出。原書經蘇俄教育部審定爲師範學院教科書。

本書緒論、第四章海洋動力學部分起至第七章由王繼麟同志譯出，第一章起至第四章海洋的溫度部分由金世柏同志譯出，全書校對工作由王繼麟同志擔任。

王雲亭同志看過本書全部譯稿，第七章及第三章部分譯稿中動植物的譯名是由任樹德同志替我們解決的，這裏向他們表示感謝。

讀者對本書如有批評和建議，請投函：「東北人民政府文化教育委員會」。

——編　者——

中科院植物所图书馆
S0003306

目　錄

緒　論　地理學的任務、目的和內容

第一章　關於地球的基本知識

地球的形狀和大小 ……（8）

地球的自轉和公轉 ……（11）

地球在宇宙中的位置 ……（18）

地球的起源 ……（19）

地球的物理性質 ……（21）

地球的生活及其構造的基本輪廓 ……（28）

地殼發展史的幾個基本階段 ……（30）

大陸與島嶼 ……（34）

第二章　大　氣　圈

大氣圈的構造和組成 ……（36）

太陽輻射 ……（38）

氣溫 ……（40）

大氣壓力 ……（49）

風 ……（54）

大氣中的水分 ……（63）

自由大氣內水蒸汽的凝結 ……（66）

天氣 ……（73）

氣候 ……（82）

第三章　陸　地　水

地下水 ……（90）

壤中水 ……（90）

壤中水對地面的影響 ……（96）

河流 ……（100）

水流和流量 ……（102）

河流的作用 ……（110）

河谷 ……（115）

冰川 ……（123）

山地積雪和山地冰川 ……（123）

山谷冰川 ……（126）

大陸冰 ……（135）

湖 ……（137）

沼澤 ……（143）

第四章　海　　洋

海底的起伏 ……（147）

海水的物理性質 …………（154）
海的溫度 …………（157）
海洋動力學 …………（163）
潮汐 …………（171）

第五章　岩石圈及其生活

岩石圈的組成和構造 …………（175）
組成岩石圈表面的主要岩石 …………（176）
岩漿岩 …………（177）
沉積岩 …………（180）
化學岩 …………（181）
變質岩 …………（183）
在內力和外力作用下岩石圈表面的變化 …………（185）
火山作用 …………（186）
火山作用所造成的地形 …………（193）
地震 …………（196）
造陸運動 …………（205）
褶曲和斷層的形成（造山過程） …………（203）
在外力作用下褶曲山和塊狀山的變化 …………（213）

第六章　陸地表面的形狀

山 …………（219）
平原 …………（222）
在外力作用下平原的變化 …………（225）
海岸 …………（230）
平原地方海岸的形狀 …………（230）
山地海岸的形狀 …………（232）
島嶼和半島 …………（233）
大陸的構造及其分佈的基本輪廓 …………（235）
大陸分佈和大陸形狀的特徵 …………（233）
關於大陸起源的幾種假說 …………（240）

第七章　土壤、植物界和動物界（生物圈）

土壤 …………（246）
植物界 …………（253）
植物與地理環境 …………（255）
主要氣象因子對植物界的影響 …………（257）
植物地帶 …………（259）
栽培植物 …………（271）
陸生動物的地理 …………（272）
動物地理區 …………（277）
海生生物 …………（280）
景觀和景觀帶的概念 …………（284）

緒論　地理學的任務、目的和內容

地理學的萌芽　地理學這個名詞，按希臘文的字義翻譯過來，就是記載大地的學問（希臘文 ge—意為土地，grapho 記載之意）。用地理學當做書名的第一本著作，是亞歷山大城的學者埃拉托色尼（Eratosthenes）在兩千多年以前寫成的。在埃氏所著的這本地理學裏，談到了地球的形狀和大小，以及當時已知的海洋和陸地的分佈情形，並記述了這些海洋和陸地。自埃氏的著作問世以來，凡記述整個地球或其表面某一部分的著作，就都被稱為地理學。

除了上述的埃氏的著作外，還有生在公元二世紀前半的大天文學家、數學家兼地理學家的托雷密（Claudius ptolomaeus）所著的「地理旅行指南」一書，是記載整個地球的地理學的例子。托雷密的地理學是建立在數學的基礎之上，在記述每一個地方時，他都要提到那個地方的經度和緯度。

希臘學者斯特累波（Strabo，生於公元一世紀中葉）的地理學可以算做區域性的地理學的例子。斯氏的地理學一共有十七卷，其中八卷是記述歐洲的，六卷是記述亞洲的，一卷是記述非洲的。於是，從古代以來在地理學中便出現了兩種趨向。一種是把地球看做一個整體來記述，另一種是記述個別地方的。後來，前一種趨向發展成為普通自然地理學這門科學，第二種趨向就發展成為區域地理或地方誌了。地理學中的這兩種基本趨向一直保存到現代。

中世紀的地理學　從三世紀到十五世紀的時期，在歷史上稱為「中世紀」或封建主義時代。在這一千多年期間，地理科學不但沒有向前發展，反而在某些方面表現倒退。例如，關於地球是球形的和地球的大小等概念漸漸被遺忘了，而關於宇宙體系的概念，則恢復了最原始的形式。

我們可以引用當時最流行的書籍之一，即考濟馬·印第考浦洛夫所著「基督教地形學」做例子。在這本書裏講道，地球是一個具有四角形輪廓的平坦狀的物體，在地球的北部聳立着一座山，太陽繞着這座山轉動。當太陽落到山後的時候，就變成黑夜，由山後出來時，就是白晝。夏季太陽昇得高些，並且躲在山峯後的時間也短些，冬天太陽在較低處運行，所以留在廣大的山麓後面的時間便多一些。

不僅關於地球的說明是充滿着幻想性和原始性。例如，在記述罕為人知的地方時，時常講到一隻脚、沒有手、沒有鼻、一隻眼睛之類的住民。

然而如果認為古代所獲得的一切知識都被遺忘了，這種想法是不正確的。以後這些知識的講到一部分由阿剌伯人保存了下來，阿剌伯人征服了古代世界的文明國家，並在那些文明國家裏學習了希臘和羅馬學者的著作。特別是托雷密的學說在阿剌伯人中間曾廣泛地傳佈過。阿剌伯人不僅把許多東西保存了下來，更根據他們自己遊歷寫下了許多地方的新的材料。

偉大旅行和新地發見的時期　由十五世紀後半起在歐洲各國人民的生活裏出現了新的社會時代——資本主義逐漸發展的時代。這個時代激起了新的、對於當時說來是進步的運動，這個運動推動了當時的人們熱烈地去追求知識。下面就是恩格斯關於當時進步人士的評語：「那時差不多沒有一個大人物不曾作過長途的

475701

旅行，不通曉四五國語言的」〔註〕。希臘的哲學家和學者的著作，那時已開始譯成拉丁文，並且變成了有教養的公民的財產。正是在這個時候進行了長途的旅行，並且發見了許多新的地方，是不足爲奇的。

在十五世紀六十年代，俄國人阿法那西·尼基丁完成了著名的印度旅行，並且記載了他所訪問的許多地方。

在十五世紀後半，海路探險隊到達了非洲南岸，在同世紀末（1492年），哥倫布的船到達了美洲的島嶼，渥斯科·達·伽馬（1498年）發見了去印度的航路。不久之後，從1519年到1524年，麥哲倫完成了最初的環球一周的旅行。

十六、七世紀俄國人在地理上的發見　當西歐人們主要地在溫暖地方進行了海上及陸上的探險的時候，俄國人發見了，探察了，並且記述了北部亞洲以及和亞洲接壤的北冰洋，和太平洋北部的海洋。

俄國人第一次越過烏拉爾進入了鄂畢河下流地方，還是十二世紀和十三世紀的事情。在十六世紀末，伊爾馬克（1581——1585年）遠征之後，鄂畢河和伊爾的什河（前西伯利亞大公國）流域的土地就被併入了莫斯科大公國。在1618年，俄國人進入葉尼塞河地方，關於勒拿河的消息，在1620年傳到了莫斯科。1632年在勒拿河岸上建設了雅庫次克城，這座城以後變成了許許多多的實業家和「當差的人」尋找新的土地的根據地。

從1643年到1646年波雅爾考夫率領着一百五十名哥薩克完成了黑龍江沿岸和鄂霍次克海沿海地方的著名旅行。夏末由雅庫次克城出發，在斯塔諾威山脈的北坡渡過了冬天，他又越過了斯塔諾威山脈，沿吉雅河下行，繼而順黑龍江航行到了鄂霍次克海。他在這裏渡過了第二個冬天之後，橫渡大海到達了烏里河口（鄂霍次克海南部），以後又越過了都格都爾山脈，回到了雅庫次克城。這一個旅行差不多繼續了三個年頭，波雅爾考夫探察了約七千公里。同時，在十六世紀前半，俄國人熟習了接壤於西伯利亞北岸的全部海洋。在1648年捷知涅夫通過了亞美兩洲交界處的海峽（後來命名爲白令海峽），並在阿那德里河口登了陸。

根據政府的規定，每個旅行家必須帶回一切他所新發見的地方的「記錄」和「略圖」。於是由烏拉爾起到太平洋岸止的整個北部亞洲，在十七世紀裏都被發見，探察，並且首次被記載了下來。

十八世紀和十九世紀初地理學的發展　新航路和新地方的發見給予了歐洲諸國亘古未有的機會。發展大規模的貿易，需要新的更現代化的船舶、更精密的儀器和地圖。於是在比較短的時間內出現了寒暑表、望遠鏡和晴雨表。精密的鐘錶和正確的測角器使探險隊能够確定地理坐標（緯度和經度），繪製精密的地圖。

哥白尼（十六世紀前半）的太陽中心說，牛頓（1643——1727年）定律和自然科學如化學、地質學、植物學等方面的基本原理在關於地球的知識的發展中起了巨大的作用。可以說，從十八世紀以來地理學的研究更形精密，並且日益增加

〔註〕恩格斯著，自然辯證法。鄭易里譯本，第五頁。

了自然科學的基礎。

大北方探險隊是首批最大的地理探險隊之一，它是彼得大帝組織起來的，然而却在他死後才實現的。這個探險隊的任務是：研究、繪製、記述由伯紹拉河口到鄂霍次克海南岸止的北部亞洲的海洋和海岸、堪察加半島、北美的島嶼和北美西北海岸，同時也研究和記載西伯利亞整個內部。規模之大與參加人數之多（五百八十名專家和一千名助手）都是前所未有的。這個探險隊，在當時可以說是盛況空前的了。

大北方探險隊收到了巨大的成績。世界的科學界首次獲得關於北部亞洲的幅員、性質和輪廓的正確概念，獲得了根據天文學材料繪製的地圖。探險隊證實了被遺忘了的捷知涅夫的發見（在亞洲和美洲之間有海峽存在），提供了阿拉斯加海岸、阿留申列島、千島列島、康曼德列島的地圖和記載，提供了關於北部亞洲和接壤各海自然界的完全新的材料。參加者中許多人（白令、拉普底夫、拉扎列夫、車留司金等）的名字，後來被記載在地圖上永垂不朽。

別的國家也做了這樣的探險，不過其規模非常狹小。其中必須提一下英國航海家庫克（十八世紀後半）的探險。他的名字和當時罕爲人知的太平洋、澳大利亞東岸、塔斯馬尼亞羣島、新西蘭等區域的研究是聯結在一起的。

其次應該提一下拉彼魯炫、汪庫維爾的海洋旅行，許多俄國人如：克魯拿西鐵隆（1803年）、哥洛夫寧（1807年）、考才布（1814年）、李特契（1816年）、比林好森和拉扎列夫（1819年）等的環球旅行。比林好森和拉扎列夫的探險隊發見了並繪製了太平洋部分的南極大陸。

到十九世紀初各地的旅行、研究和記載已有很多，單單它們的目錄便能編成一本書。根據這些記載可以知道：一個地方位於哪裏以及那裏的情形怎樣。然而根據這些往往非常詳細的、精密的記載却不能夠知道：爲什麼一個地方是山地，而另一地方是平原，爲什麼一個地方有一種氣候，而另一地方則有另一種氣候，又爲什麼被記載的地方有那樣的植物等等。

地理學只是在十九世紀才首次對「爲什麼」等問題開始給予回答。然而必須指出，早在十八世紀俄國天才學者羅蒙諾索夫（1711——1765年）便曾提出過關於衆多的地理現象之間的因果關係問題。羅蒙諾索夫在他研究北方各海和探尋「經由西伯利亞海洋前往東印度」的可能路徑的著作裏，使用了比較地理法，在地理學家中他是首先使用了這種研究方法的。然而在十八世紀，科學還沒有掌握到足夠解決這些問題所必需的知識。只是在很晚以後，即經過了多半個世紀之後，別的學者才開始研究這些問題。其中首先必須提到洪保德（1764——1855年）和李栽爾（1779——1859年）。

洪保德是一個地理學家兼自然科學家，他具有能夠掌握自然界的物體與現象間因果關係的非凡才幹。洪保德還是在他第一次到德內黎非島旅行時，就做出了許多關於植物的重要結論。他發見了山上的植物的分佈是形成幾個地帶。他寫道：「在下面我們看到熱帶植物，在高處我們看到溫帶植物，在頂峯上我們看到近乎北極苔原的植物。因此登山途中，我們恰似穿過了從赤道到北極的半個地球」。

後來，洪保德在南美和中美旅行時大大地擴大自己的觀察範圍並作出了許多新的結論；例如：關於氣候地帶的分佈原因，關於氣候對於海洋和地勢起伏的依賴關系，關於植物對於氣候的依賴關系，關於海流的原因。

與洪保德同時代的人卡爾·李特爾，既不是旅行家，又不是自然科學家。他研究歷史，是一個書齋學者。他在研究各族人民的生活時，試圖確立人對於自然的依賴關系，以及各種地理因素之間的相互依賴關系。但是，我們在敘述洪保德的結論和李特爾的結論的一些類似之點的同時，即使是非常簡短地，也必須指出他們之間的一些基本的不同之點。洪保德是從在自然界裏直接觀察到的事實出發的，在許多場合之下，他是作為一個唯物論者來思考問題的。相反地，李特爾在自己的結論裏則堅持着唯心論的觀點，因而犯了一連串的錯誤。例如，李特爾在研究自然界對於人以及人對於自然界的影響這一問題時，得出了這樣的結論：「每個地方的自然環境決定着生活在那裏的人民的歷史」。根據李特爾的說法，便可以認為：歐洲只是用自己的地理條件，使歐洲人變成了最強有力的和最有文化的人民。非洲、印度以及與其相類似的其他地方的自然環境就大大地決定着生活在那裏的各族人民文化水平的低下。對於蘇聯人來說，是比任何其他人都更了解這類觀點的一切的反科學性。蘇聯人非常清楚地知道：他們的自然條件，不論在偉大的十月社會主義革命之前，不論在今天，都是完全一樣的，然而生活、經濟和文化方面的差異則是巨大的。

李特爾的反科學的觀點，以後變成了剝削殖民地人民的「科學」基礎。

這樣一來，在十九世紀前半給創造新地理學打下了基礎，這個新地理學不僅要求記述地球表面上的物體和現象，更要求說明這些物體和現象。

十九世紀末和二十世紀前半的地理學 當李特爾的錯誤思想在西歐各國（對殖民地政策感覺興趣的各國）達到了特殊發展的時候，俄國的地理科學走上了另外一條道路。俄國的地理學家把羅蒙諾索夫、洪保德和李特爾的學說中最有價值的東西取過來，創造了自己的地理學派。我們扼要地談一下這個獨創的俄國地理學派的發展。

謝苗諾夫（後稱謝苗諾夫·天山斯基，1827——1914年）是十九世紀後半俄國最優秀的地理學家之一。謝苗諾夫像洪保德一樣，他的學識是非常淵博的，同時他還是一個旅行家、理論地理學家和卓越的組織者。如果說，謝苗諾夫的名字不如洪保德那樣為人所周知，用科學院院士柏爾格的話說，這只能說是由於俄國在外國人看來是「世界的特殊部分，也許是另外一個行星，而這個行星的生活他們還不知道」〔註一〕。

謝苗諾夫除了研究了當時幾乎不為人知的天山之外，還研究了地理學發展的基本路程，完成了劃分俄國地理區域的巨大工作，組織了五卷地理統計辭典和全面記述俄國的浩瀚著作的編纂工作。

另一位優秀的俄國學者道庫契夫（1846——1903年）對地理學作了極有價值的貢獻。作為科學的土壤學的創始人道庫契夫的名字在世界科學中廣為人知。同時他又是地理帶和景觀（雖然他沒有使用景觀這一名稱）學說的奠基人。以後在蘇維埃政權時期，科學院院士柏爾格〔註二〕關於景觀和景觀地帶學說做出了光輝的研究。

在介紹普通自然地理學發展史的這個極簡短的梗概的記述裏，我們不能一一談到所有的偉大的俄國旅行家和自然科學家。我們祇能提一下下列的幾個人，

〔註一〕 柏爾格著，俄國地理發見史概觀。蘇聯科學院，1946年版，232頁。

〔註二〕 科學院院士柏爾格著，蘇聯的地理地帶。1947年，第3版。

如：普爾捷瓦里斯基（1839——1888年），是研究中亞細亞的鼻祖，米克魯赫——馬克萊（1846——1888年），是研究新基尼島的鼻祖，他們不僅在蘇聯享有盛名，即在全世界地理學界也是優秀的學者。還有，沃耶考夫(1842——1916年)在世界科學界裏亦威望很高，他第一個寫了一本著名的論述地球的氣候的書，蕭卡里斯基（1857——1940年）的名字亦週知於世界科學界，他是最初從自然地理方面說明世界大洋的自然特徵的，以及其他許多人。

即使我們不能詳細談一談俄國旅行家所完成的每個或者一些很大的探險，但是關於北極的探查却總不能默然繞過，一字不提。這個艱鉅的任務主要地是蘇聯學者們所完成的。

北極的研究 還是組織大北方探險隊的彼得大帝，就把探尋「經過北冰洋前往中國與印度」的道路看做了自己的任務之一。堅決地實現這個理想的，在十八世紀是偉大的俄國自然科學家兼地理學家羅蒙諾索夫，在十九世紀是地理學家克魯泡特金、海軍上將馬卡羅夫和天才的化學家門德烈也夫等著名學者。然而只有在偉大的十月社會主義革命之後才有可能實現這個任務。

粉碎了蘇聯北部外國干涉者之後，便馬上對北極開始了多方面的和有計劃的研究。結果，在1932年，「西伯利亞人」號破冰船在人類史上第一個在一次航海中航行了由阿爾漢格爾斯克到白令海峽的航路。破冰船船長是沃羅寧，探險隊隊長是斯密特教授。在1943年，「李特契」號破冰船同樣地在一次航海中駛行了同一的航路，只是方向相反（從海參崴到穆耳曼斯克）。而在翌年（1935），「約瑟夫·斯大林號」破冰船在一次航海中往復駛行了這一條航路。1937——1938年設在冰山上的「北極」研究站的漂流，在北極研究史中是一件很大的事情。1937年9月21日沃陀庇雅諾夫駕駛的飛機把探險隊送到了北極。探險隊一共有四個人：隊長巴巴寧、天文學家福陀羅夫、水文學家兼生物學家什爾肅夫以及收發報員克連契里。這個冰山上的漂流在旅行史中是前所未有的。它從北極向南到達了北緯70°54′，繼續了十四個月，提供了非常有價值的科學資料。

我們也不能不提一下「謝道夫」號破冰船所完成的由新西伯利亞羣島地區到達斯匹次堡地區的第二個著名的漂流。漂流開始於1937年10月23日，結束於1940年1月8日，同樣獲得了很多極有價值的科學成績（其中有在東部西伯利亞海發見的第二個北磁極）。

現代地理學的任務 從上面所舉關於研究北極的例子裏明顯看出：目下地理學的研究到達了怎樣巨大的成就。但是除了北極之外，還研究了蘇聯的整個疆域，研究了整個的地球表面，一切的地理科學在今天都空前地發展起來，這已是很明顯的事實。

假如不涉及某些還在爭論中的、和還沒有完全解決的問題時〔註〕，我們可

〔註〕現在蘇聯的地理學比較明顯地形成了兩個學派：一派以科學院院士格里高利也夫爲首，另一派以科學院院士貝爾格爲首。前派認爲地理學的基本任務是研究整個地球表面（地球表面的構造及發生於地球表面上的自然地理過程）。後派認爲其主要任務是研究各個地方，或確切些說，研究地理景觀（風景）。

以說，現代的地理學仍然保存了那兩種基本趨向。一種趨向是研究整個地球的構造和生活。普通地理或一般的地理研究就是沿着這種趨向前進的。第二種趨向是研究地球表面的各個部分，這已是屬於地方誌的任務之內。但是這兩種趨向的差別，主要地決定於研究對象的範圍。至於任務的本質和研究的方法，兩種趨向在基本上是一致的。不論在前者或在後者，地理學的主要任務應該是研究：（一）地球表面上物體與現象的分佈的原因；（二）在地球表面上的物體與現象隨着時間的變化而發生的變化；（三）物體與現象的研究的連帶性以及物體與現象的相互依賴性；（四）人類在地球表面的構造和生活中的作用。不闡明這些重要問題的，便不能稱爲現代的地理學。

我們試舉幾個解釋上述各種情形的例子。第一種情形是和地球表面上物體與現象的分佈以及其分佈原因的問題相聯繫着的。在地球上存在着各種不同的氣候帶、土壤帶和植物帶。限定太陽輻射熱在地球表面上不均衡（地帶的）分佈的地球的球形是其主要原因。地球的轉動，陸地和海洋的特殊分佈以及地勢起伏導來了氣候、土壤和植物的多樣性。

關於在時間的變化中地球表面上物體與現象的變化問題是第二個同等重要的問題。還是舉個例子吧。東歐的西北部或俄羅斯平原，長着繁茂的森林植物，有着無數的湖沼和河川。就是這個地方，在十數萬年以前遍地都是冰。如果不了解這個古代冰川現象的話，就無從了解由粘土堆積而成的丘陵和由「芬・斯干」（可拉半島、斯干的那維亞半島和芬蘭）岩層組成的多數冰堆石是從那裏來的，也無從了解無數的湖澤窪地等是從那裏來的。地球表面上的物體與現象在不斷地變化着，這是不可懷疑的事實，地理學家不可能不承認這一點。

第三個問題是關於地球表面上的物體與現象的研究的連帶性及物體與現象的相互關係。衆所周知：地球表面上的物體與現象不是孤立的，而是互相保持着密切的依賴關係。所以不能把它們分離起來考察。還是用例子說明吧。外貝加爾南部地方和庫爾斯克省、沃龍涅什省位於同一緯度。在庫爾斯克省和沃龍涅什省最冷的月份平均溫度約爲零下八度，在外貝加爾南部地方則約爲零下二十度。爲什麼？因爲外貝加爾地方距離海洋很遠，環繞外貝加爾地方的廣漠陸地到了冬季就冷得很厲害了，冷的結果（還有一些其他的原因），在這裏從冬天一開始就出現了非常高的氣壓，這種高氣壓阻礙着海洋裏的暖風和濕風吹到這裏來。空氣缺乏濕氣就決定着天氣晴朗和降雪量極少（即使冬季的後半亦如此）。冬季的太陽的斜射，在短的白晝裏，極少可能使地面的溫度上昇，可是在漫長的冬夜裏地球表面則向宇宙放射大量的熱。結果，造成了空氣的極端寒冷。在上述例子裏，相互關係是表現得特別明顯的：陸地愈廣漠、就冷得愈厲害，陸地冷得愈厲害，空氣也就冷得愈利害，因而出現高氣壓，高氣壓就決定着天氣晴朗，而冬天的天氣晴朗反過來又決定地球表面更進一步的寒冷，等等。這樣一來，爲了弄明白外貝加爾南部地方一月低溫的原因，我們就不僅必須取外貝加爾南部地方的綜合現象〔註〕，而且也必須取鄰近地方的綜合現象。如果需要我們研究夏季降雨的情形、地球表面、水、土壤或植物等時，那我們也需要做到上述各點。

在對地球表面的性質和生活發生影響的各種不同的因素之中，人及其多種多樣的活動佔着特殊的地位。考察人在地球表面的生活和構造中的作用是地理學的重要問題。

在最近的地質時代，人類才出現在地球上（在第三紀末）。但是人類在改造自然中的作用是非常巨大的。人類與動物不同，人類不僅自然地、消極地影響自然，更能自覺地、積極地影響自然。同時，人類對自然的影響的程度和性質，是隨着人類社會發展階段而變化的。因之，當人類還是在低級發展階段（舊石器時代）時，他們主要地是利用自然界裏的現成產物，所以他們對自然的影響比較不大，發展到高度文明階段的人，對自然的影響非常強大，並且給地球表面的生活和構造帶來激烈而深刻的變化。提出以下的事實就足够說明這個問題：廣漠的森林地帶變成了耕田，荒野變成了果樹園和農場，建設了新的巨大的水庫（「莫斯科海」、里濱蓄水池等）、運河、堰堤，等等。

普通自然地理的任務和目的 我們準備研究的對象，稱爲普通自然地理。所

〔註〕綜合（出自拉丁文Complexus）：構成一個整體的物體與現象的總合。

以稱爲「普通」者，因爲我們的任務是研究整個地球表面的構造和生活。所以稱爲「自然」者，因爲我們把最大的注意放在地球的物理生活現象上。普通自然地理的任務和目的，可以這樣簡單扼要地予以規定：普通自然地理研究整個地球表面的構造和生活，對地球表面上物體與現象的分佈及其分佈的原因，以及存在於這些物體與現象之間的相互依賴關係加以特別的注意。

最後簡單地談一下本書的材料編排的順序。

如上所述，普通自然地理是把地球作爲一個統一的整體來研究的。然而這完全不是說，我們應該同時下手，既研究大氣圈，又研究水圈，既研究地殼，又研究地球表面的生物。這樣的辦法簡直是不可能的，也正如同想要一舉研究整個人體的構造和生活一樣是不可能的。通常開始先研究一種器官，然後再研究另一種器官，循此前進，同時時時刻刻要弄明白它們中間的相互關係。這樣進行研究的結果，就能得出關於整個人體的構造和生活的明確概念。在這裏我們也要照這樣去做。首先我們要了解地球的形狀、運動及其物理性質，這些知識對於地理學說來是絕不可缺少的東西，以後再研究大氣圈、水圈、岩石圈等等，時時刻刻要弄明白它們中間的相互關係。最後，我們一定能獲得關於整個地球表面的構造和生活的概念。

第一章　關於地球的基本知識

地球的形狀和大小

關於地球形狀的原始觀念　地球和其他行星相同，也成圓形，很像球狀，直徑12700多公里。地球的規模既然如此龐大，所以人們佇立在平坦的地面上，便只能看見自己眼界所能達到的地球的一小部分。地面的這一可見部分，在人們看來，是四周被地平綫所限定的一塊平地。很自然地，由於人們完全從直接的觀測出發，所以在很長時期內，都認為大地是平坦的。不僅僅是原始的人們，就是具有相當高度文化的人們，也曾經把地球看作是一個平坦狀的物體。例如，大多數的古代東方民族都認為地球是被大洋所包圍着的一塊圓盤。在希臘的荷馬時代和那以後也存在過和這類似的觀念（荷馬生於公元前800——900年左右）。同樣在中世紀的歐洲人中間也存在過這樣的情況。

地體球狀說　最初比較詳細地說明地球是球狀的，是亞里斯多德（公元前384——322年）。應該指出的是：在亞氏證明地球為球狀的許多證據之中也曾經引證過月蝕。此外，我們還發見在亞氏的著作裏有關於地球大小的材料，這些材料中有他引證當時的數學家和天文學家的意見在內。

亞氏的學生笛克爾赫（Дикеарх）曾經取同一子午綫上的兩點作基點，作過測量地球的嘗試。根據笛氏的計算，地球的圓周共有三十萬斯台地亞〔註一〕，即約四萬七千公里。無論怎麼說，這一數字已經和地球的實際大小相近了。

亞歷山大城的學者埃尼托色尼所作關於子午綫的測量的材料，更為完整地被保存下來（埃尼托色尼生活於公元前276至196年）。儘管當時測量器具很不精密，並且有若干錯誤，但埃氏所測定的地球圓周長度，還是相當接近於實際的（二十五萬斯台地亞，或三萬九千公里）〔註二〕。

埃氏觀測出，位於亞歷山大南方的悉尼〔註三〕，每年一次在六月二十二日，即在夏至那一天的正午，太陽照耀着最深的井底。換句話說，這天正午在悉尼，

〔註一〕斯台地亞是埃及長度單位。

〔註二〕關於斯台地亞的確實長度，直到今天還不十分清楚。根據一部分材料為157米，而據另外的一些材料為185米。所以埃拉托色尼所算出的地球圓周之長或者是39000公里，即非常近似於實際數字，或為46000公里，即有某種程度的誇大。

〔註三〕悉尼（Syene），有譯作賽伊尼的，即現在的亞蘇（Assuan或Asuan）城。

太陽位於正天頂上，垂直立着的物體不產生陰影。但同一時間在亞歷山大，物體就產生陰影。

埃氏利用一個很高的垂直立着的柱子及其陰影，算出了六月二十二日正午在亞歷山大，太陽光綫和垂直綫成 7°.2 角。從圖 1 上不難看出，這個角就是中心角AOC。埃氏知道了中心角 AOC 的弧長（這一弧長是悉尼和亞歷山大城之間的距離），便算出了地球圓周的長。悉尼和亞歷山大之間的距離是五千斯台地亞。於是便得出，地球圓周的長。

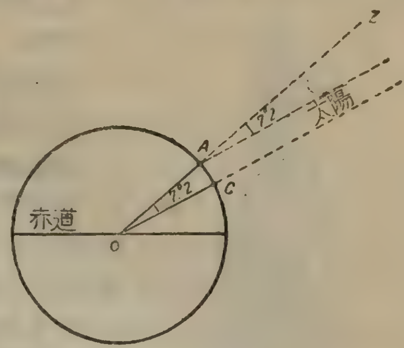


圖1　埃尼托色尼的地球測量法

$$=\frac{5000\times 360}{7.2}=250{,}000\text{斯台地亞}$$

同樣我們也都知道，公元前 827 年阿剌伯天文學家在美索不達米亞平原上測量過子午綫的弧長，並且測定過地球圓周的長。

以後，經過了很長時期的中斷〔註〕，1582年法國學者費爾那爾(Fernel)首次以測量地球大小爲目的而進行了弧度測量，費爾那爾測量了從亞眠到巴黎之間的距離（以馬車車輪廻轉的次數計算），用天文學的方法測定了兩地緯度之差，他就求出了地球的大小，所得數字與現代所算出的數字非常近似。

上述學者們在做弧度測量時，所產生的主要誤差，多半是由於對所測量的弧長測量的不够精密所致。特別當路上有沼澤、湖泊、山脈等不能通過的地方時，就更增大了這些誤差。由於這些困難所造成的一連串的小誤差，最後便得出數目字很大的誤差。而這種誤差在使用三角測量的長距離測量法沒有發明以前（十七世紀前半）是不可避免的。三角測量法大致如下：

假設，我們要測定子午綫AB的弧長。不消說，AB兩點之間的距離是非常大的。在這兩點之間有沼澤、湖泊、森林以及其他妨碍測量的天然障碍物。爲了測量這樣大而且又不易通行的距離，選擇一接近於A點或B點的平原地段，並且在這一地段上，十分精密地測量一個若干公里長的直綫。假設，這個直綫就是AC。這一精密測量出來的綫段AC，叫做基綫。（在現代的精密測量的條件下，測量長十公里的基綫所產生的誤差在二毫米以下）。

與測量基綫同時，還要進行在AB兩點間選擇三角點的準備工作，以便繼續測量。這一準備工作是選擇幾個能從遠處清楚望見的高地，把特製的測地標安置在那些高地上邊（圖 2）。假想把測地標所標示的點連結起來，就得出一個三角形的網（圖 3），然後由基綫開始測量這些三角形。首先由A點和C點把測角器上的望遠鏡對準最近處的D點，用這種方法測定角ACD和角DAC。知道了 AC 之

〔註〕長時期的中斷是因爲中世紀時期科學停滯不振。

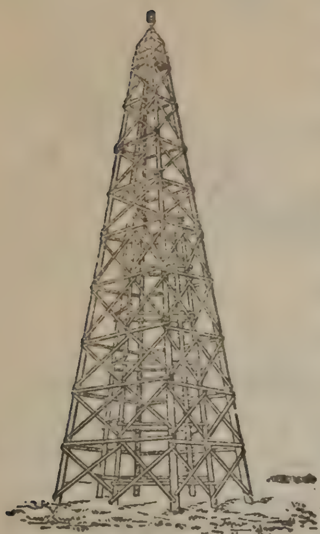


圖2 測 地 標

長及其兩隣角（ACD與DAC）的大小，就能精密求出三角形其他兩邊之長。其次，利用CD爲基綫，計算其次三角形的兩個邊，循序前進，一直到B點爲止。現在所有的三角形都算出來了，就用直綫把B點與D連結起來，然後算出此綫之長。在圖3上，這條直綫就是直綫BD。我們已知DF及BF兩邊以及兩邊所夾之角，因而，我們也就能够算出BD邊之長。最後，解三角形ABD（根據兩邊及兩邊所夾之角）就得出所求的A、B兩點間的距離，即所測量的弧長。

我們使用三角測量法能够非常精密地測定出所測量的弧長。

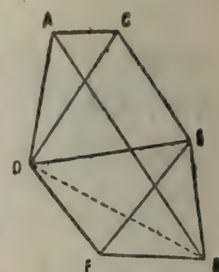


圖3 三角測量法

地球橢圓說 十七世紀中葉以前，曾認爲地球是完整的球形體，但是以後發見了很多使人懷疑的事實，於是這一概念的正確性就成了問題。例如，1672年從巴黎拿到開雲（圭亞那）的精密的錶，每天慢二分二十八秒。爲了正確的計時，只得把擺縮短約三毫米。在其他地方繼續進行的觀察證明了，擺的擺動速度是隨着由極地向赤道移動的程度而變慢。最初曾企圖用地球廻轉的遠心力說明這一現象。然而，更精密的計算證明了，要作到這樣的變化就需要加快地球廻轉的速度16倍。因此，就只有一個可能去推定，由極地向赤道去時重力逐漸減少，是由於地球扁圓的原故。

關於地球扁圓的結論，曾遭到許多反駁。圍繞這些問題所展開的熱烈的論戰，促使法國科學院組織了兩個探險隊，去測量極地緯綫和赤道緯綫的長度。這兩個探險隊是完全各自獨立地進行工作（一隊於1735年在秘魯，即在南美的赤道附近，另一隊於1736年在拉普蘭〔Lapland〕）而獲得了以下的結果：在拉普蘭一度之長等於57,437法尺〔註一〕，在秘魯一度的弧長等於56,753法尺。由此可見，赤道的一度之長比極地的一度之長短684法尺。根據這一點便可作出十分確切的結論，說地球是扁平的。以後，其他更精密的測量證實了這一結論。地球的極半徑比赤道半徑短21.5公里〔註二〕。

十九世紀的弧度測量 在十九世紀對經緯度進行了很多次的精密測量，同時不僅測量了子午綫的長度，並且也測量了緯綫的長度。在所有這些測量之中，按工

〔註一〕法尺（Touse）等於1949米，約等2公里。

〔註二〕嚴格地說，我們所使用的術語「極半徑」和「赤道半徑」並不十分正確。第一個如叫做「短半軸」（旋轉橢圓體），而第二個叫做「長半軸」，就比較更確切些。但爲了簡便起見，就使用沿用已久的術語，尤其是在我們的討論中（地理學的），我們始終是把地球看作球體的。

作的精密性和範圍來論，俄國人的測量工作佔居首位。從1821至1831年間，俄國人測量了包括由德爾湟奧河到多瑙河這一25°20 的弧長。此外，國際測地學家合力測量了52度緯綫對63°41′ 中心角的弧長。這一龐大工作的 $^2/_3$ 是由俄國人完成的(39°24′)。這一測量工作繼續了十五年（野外操作於1872年完成）。

「地球體」說 十九世紀在各個地方所繼續進行的弧度測量和重力測量，證明了關於地球形狀的問題，比人們所想像的還複雜。例如，許多大洋島嶼上的重力的强度，比陸地上重力的强度大得多。根據這些事實就必然會推定，大洋的水平面很不相同，地球的形狀在許多情形下，都不是迴轉的橢圓體的形狀。以後的測量證明了地球在形狀上雖然近於迴轉的橢圓體，但實際上，地球是有着更複雜的、獨特的只有地球所固有的形狀。此一形狀，我們把它叫做地球體。（「地球體」一詞由希臘語按字意翻譯時，它的意思是地球的形狀）。關於地球的這一獨特的形狀，現在知道的還不充分。只能比較確切地說，在理論上所計算出來的橢圓體的表面和在理論上計算出來的地球體的表面是不一致的。但是這個不一致在數值上並不太大，不超過一百米。在實際上，這種非橢圓體的形狀對於測地學和製圖法，並不起什麼作用，這就是爲什麼測地學家都根據地球具有迴轉橢圓體的形狀這一點而進行一切計算的原因。

地球的大小 根據國際協議（1924年）的規定，地球的大小和形狀用下列數值表示：

赤道半徑 (a)	6,378.4	公里
極半徑 (b)	6,356.9	公里
赤道半徑與極半徑之差 (a－b)	21.5	公里
赤道圓周	40,076.6	公里
子午綫圓周	40,009.1	公里
赤道一度的弧長	111.3	公里
地球扁平率 $\frac{a-b}{b}=\frac{1}{297}$	1 : 297	
地球表面積	510,100,934	方公里

地球的自轉和公轉

天穹的視動 我們都知道，各個天體都和地球保持着各種不同的距離。但是，在我們看來，從地球到各天體的距離彷彿都是相同的，一切天體好像都固定在同一個球面上，這個球面我們就把它叫做天穹(Vault of heaven)。而天文學家們把它叫做視天體。從地球到各天體的距離在我們看來所以都是一樣的，是因爲它們離我們太遠，我們的眼睛不能覺察出這些天體和地球的距離的差別。每一個觀測者能很容易地看出，視天體以及位於其上的一切天體，在慢慢地轉動着，並在一晝夜內轉動一週。人們從遠古時代起就已熟知了這一現象，並且人們曾經認爲太陽、行星、恒星圍繞地球的視動是眞實運動。從伽利略，即從十七世紀初

集以來，我們知道，不是太陽、恒星在運動，而是地球本身在廻轉。精密的觀測證明了，地球自轉一週需要二十三個小時五十六分零四秒。我們在計算時間上把地球自轉一週的時間，或者更確切些說，把太陽從中天位置再回到中天位置之間的時間，算爲一晝夜，分爲24小時。

地球自轉的證據　我們看來似乎天體圍繞着地球運動，在一晝夜之內轉動一週。要證明不是天體運動，而是地球本身在自轉，這件事情是相當不容易的。

在今天，我們具有許多非常確實的證據，但是只有具備了充分的數學、物理學以及若干天文學知識，才能理解這些證據。

首先我們敍述一下物理學上的證據。

佛科實驗　在列寧格勒前伊薩克耶夫斯基大寺院裏，掛着一個長九十八米、重五十公斤的擺。這個擺由於非常大的關係，所以能擺動得非常準確，而且時間很久。

在擺的下面安置一個有刻度的大圓盤。當擺在靜止狀態時，擺錘恰巧位於圓盤的中心。如果把擺錘移到圓盤的零度上，然後把它放開，這時擺就在子午綫的平面上擺動，即南北往復擺動。然而，十五分鐘以後，擺的擺動平面就傾斜四度，而六十分鐘以後，就達十三度等等。

這裏發生了什麽？我們在物理學裏已經學過了，擺的擺動平面是不變化的。由此可見，發生了變化的不是擺的擺動平面，而是刻着度數的圓盤的位置。這種變化只能是由於地球自轉的結果而產生的。

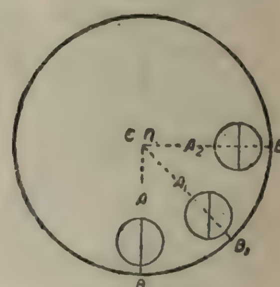


圖 4　在地球自轉的條件下擺的擺動平面的位置

爲了更明確地了解事情的本質，我們來看一下插圖（圖4）。

插圖上畫着北半球的極投影（以北極爲中心）。由北極引出的經綫用點綫表示之。經綫上的小圈假定是表示伊薩克耶夫斯基大寺院的擺下的刻着度數的圓盤。在第一種情況（AB），擺的擺動平面（在小圈裏以實綫表示者）與該經綫平面完全一致。若干時間之後，AB子午綫由於地球從西向東廻轉，就移到A_1B_1的位置。擺的擺動平面仍然不變，因而擺的擺動平面和經綫平面形成一定的角。

地球繼續廻轉，經綫AC就移到A_2B_2的位置等等。很明顯，擺的擺動平面和經綫AB平面所成的角也就越來越大。如果地球靜止不動，就不會有這種不一致的情形發生，而擺也將從開始到最後一直在經綫方向上擺動。

1851年物理學家佛科在巴黎首次作了這個實驗（小規模的），因而得名叫佛科(Foucault)實驗。

落體偏東的實驗　根據物理定律，重物從高處落下時的路程必成垂直綫。然而，過去的實驗證明，落體是永遠不變的向東偏斜。這種偏斜之所以發生，是因爲在地球廻轉的條件下，物體在高處從西向東運動的速度大於在地球表面水平

線上的運動速度。這種情況根據附圖就很容易了解（圖5）。位於地球表面上的一點，和地球一道由西向東轉動，並且在一定時間內通過路程 AB。位於某高處的一點，在相同時間內通過路程 A_1B_1。由A點拋出的物體在高處比A點運動得快，當物體下落的時候，A點就移到B點，而速度較快的物體就落到B點以東。根據所作的實驗，物體從85米高處下落時，由垂直線向東偏斜1.04厘米，而從158.5米高處下落時，偏斜2.75厘米。

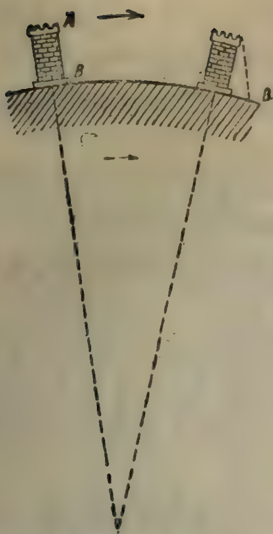


圖5 落體偏東

地球轉動的其他證據 凡是具有一定天文學知識的人們，都知道他們所觀察到的視天體的轉動是視動現象。這種現象在說明着地球的轉動。

證明地球轉動的事實還有地球兩極的偏平，北半球的風和海流向右偏斜，南半球的風和海流向左偏斜，關於這些留待以後再詳細討論。

因爲是地球在轉動着，所以使我們明白了，爲什麼地球兩極的扁平沒有引起大洋裏的水由赤道向兩極，即向最接近於地球中心的位置移動的道理。在這裏是遠心力阻止了這些水向兩極移動。

地球運動的偏轉力 有一個力學定律，它可以簡單表示如下：一切運動着的物體在受地球自轉的影響下，在北半球時，由其最初方向向右偏斜，在南半球時向左偏斜。在這裏我們不可能引出這個定律的複雜的數學證明，但是我們要儘力作一些簡單明瞭的說明。

假定物體從赤道向極地作直綫運動。如果地球不是在自轉，那麼物體就必定沿着經綫方向運動，最後到達極地。但是在地球上所以不能產生這種情況的原因，是因爲在赤道上的物體，除了向極地運動之外，並且同時還和地球一道由西向東運動（圖6）。物體在向極地運動時，逐漸進入更高的緯度，在那裏地球表面上的每一點從西向東的運動比在赤道上的運動爲慢。向極地運動的物體，根據慣性定律，保持着它在赤道時從西向東運動的速度。結果，物體的路程將始終由經綫向東偏斜。物體越向前運動，就越向東偏斜。不難理解，在同樣的運動條件下（由赤道向極地），在南半球物體的路程也同樣向東偏斜（圖7）。



圖6 在北半球沿子午綫方向運動的物體的偏斜

地球運動的偏轉力對於地球的生活有着巨大意義。以後我們研究大氣圈和水圈的生活時，還要詳細地提到這一點。

兩極、赤道、緯圈和子午圈 由於地球自轉，在地球上就有了兩個顯著的點，叫做極。極（地軸的終點）是地球表面唯一不動的點。我們根據極地的位置



圖7 在南半球沿子午綫方向運動的物體的偏斜

去確定赤道的位置，引出緯圈和子午圈，並創造出偉大的坐標體系，這種坐標體系使我們能確定地球表面上的任何一點。這樣就使我們能够把一切地理對象都記入地球儀表面和地圖上。

向地軸垂直的，並把地球分爲兩個相等半球的平面所形成的圓叫做赤道。赤道平面與地球表面相交所形成的圓周叫做赤道綫。但在日常談話和地理術語中常常爲了方便，把赤道綫稱爲赤道。

設想地球與平行於赤道的平面相交。在這種情形下，得出一圓周，這個圓周叫做緯圈。與赤道平行的平面和地球表面相交處形成的圓周也叫緯圈。顯然，同一半球上的緯圈的大小是不相同的；緯圈隨着離赤道漸遠而逐漸縮短。

地球表面上緯圈的方向是最準確的東西方向。從古代以來實際上把太陽出現在地平綫上的點定爲東方（春秋分時最爲準確），由此而有定向（來自拉丁文Oriens，即東之意）。顯然，當地球表面從東向西運動時，我們不可避免地便要劃出緯圈的圓周。

可以設想地球與通過地軸的平面相交。這些平面稱爲子午圈平面。子午圈平面與地球表面相交所組成的圓周，稱爲子午圈。在子午圈平面與地球表面相交處所組成的圓周，也叫做子午圈。

一切子午綫圈都必然地要通過兩極。換句話說，每個子午圈的方向都是準確的南北方向。地球表面上任意一點的子午圈的方向，最簡單的測定方法，就是利用正午陰影的方向，這就是爲什麼子午圈又叫做正午綫的原因（子午綫一詞來自拉丁文merdianus，即正午的意思）。

經度和緯度 從赤道到極的距離等於地球圓周的四分之一，即 90°。度數的計算是沿着子午綫從赤道（0°）到極點（90°）。由赤道向北極用度數表示的距離，叫北緯度，向南極的叫南緯度。爲簡便起見，緯度一詞，常寫一文字符號 φ（希臘字母 phi）來代替。北緯加一「+」記號，南緯加一「−」記號。例如，$\varphi=+35°40'$，就是北緯三十五度四十分。

向東或者向西確定距離時，通常是由假定爲零度的一條子午綫開始算起。按國際協定，公認倫敦郊外的格林尼治天文台的子午綫做爲零度，叫做本初子午綫。以東的經綫距離（由零度到180°）叫做東經，以西的叫西經。代替經度一詞，常寫 λ（希臘字母 lambda）一符號。東經加一記號「+」，西經加「−」。例如，$\lambda=-24°30'$，就是西經二十四度三十分。

我們利用經度和緯度，能够確定地球表面上的任何一點。地球的一度之長（沿赤道）等於111.3公里，一分之長等於1.8公里，一秒之長等於30米。因而我們便能確定地球表面上任何一點的位置，精密的程度到30米（即一秒）。實際上通常只能利用度和分。這種準確程度完全可以保證船舶和飛機的領航人尋找他所需

要的港口、海角、島嶼和敵艦等等。確定天文點時必須利用秒〔註〕。

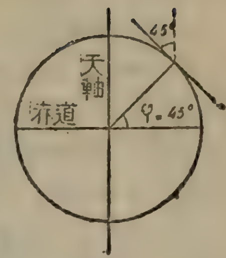


圖8 根據地平和天極所組成的角測量地理緯度

地球緯度的測定 地球上某一地方的緯度的測定，就是測定該地的地平與天極所成的角度，這一點由附圖（圖8）中很易看出。在我們這半球（北半球）藉助位於離天極1°20’的北極星作這一工作是非常容易的。

立於北極的觀測者，看見北極星恰恰在自己的頭上。換句話說，北極星的射綫和地平面所組成的角，等於90°，即恰好與該地緯度相一致。而在赤道上的觀測者看來，北極星的射綫和地平面所構成的角，必須等於零度，同樣相等於該地之緯度。當從赤道向極地運動時，此角將由零度增長到90°，並永遠與該地的緯度相一致（圖9）。



圖9 北極星在北半球各緯度上的高度

根據其他天體來測定某一地方的緯度是相當困難的。首先必須測定該天體在地平上的高度（即該天體的射綫和地平面所組成的角），然後計算該天體的上中天和下中天（日間十二點和夜間零點時的位置），並取兩者的算術中項。這種計算需要一種特殊的相當複雜的表。

經緯儀是測定地平上天體的高度的最簡單的儀器（圖10）。在海上，在搖動的條件下，不使用經緯儀，可以使用更方便的儀器—六分儀(圖11)。

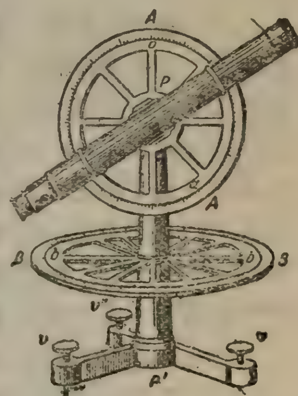


圖10 經緯儀

六分儀是由60°的扇形圓弧，即圓周的$^1/_6$部分的圓弧所組成，因此由拉丁語Sextans($^1/_6$之意)得名爲六分儀。在圓弧的一個輻上裝有小望遠鏡，在另一輻上裝有小鏡A，其一半覆以汞合金(Amalgam)，而另外一半則是透明的。第二個小鏡固定於照準儀（Alidada）上，照準儀用爲計算度弧上的角度。觀測者由望遠鏡眺望（O點），通過小鏡A的透明部分看見地平H。移動照準儀，在小鏡A上找到由小鏡B所反射出來的天體S的映像（Reflection）。由附圖（圖11）明顯看出，角SOH（此角即爲該天體離地平的高度）等於角CBN的兩倍，即等於標示在度弧上的角的兩倍。爲便於計算，把六分儀的圓弧分爲半度數，並假定其爲全度數。由此我們便能一下子在圓弧上得出以度數

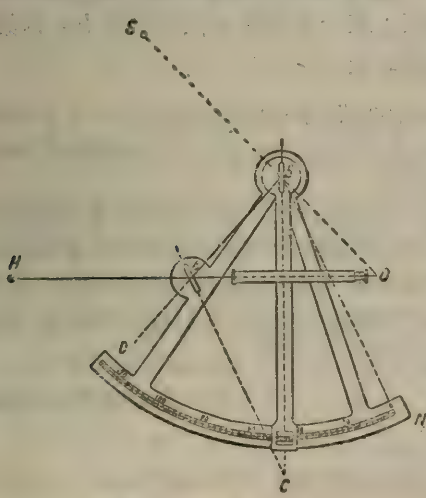


圖11 六 分 儀

〔註〕在天文學上，甚至一秒的幾分之幾也要測定。

表示出來的該天體與地平所成的角的大小。

地球經度的測定 我們知道，在每一子午綫上有它自己的所謂地方時間，經度相差1°相當於時間相差四分鐘。（地球自轉一整圈360°需24小時，而迴轉1°所需時間為24小時的360分之一，或1440分÷360＝4分）。不難看出，知道兩點的時間之差，就能够算出經度之差。例如，在一定點上是十三點零兩分，而在本初子午綫上是十二點，那麼時間差＝一點零二分，或六十二分，而度數差則是62°÷4＝15°.5。這樣一來，此點的經度便是15°30′。可見測定經度的原則是非常簡單的。至於精密測定經度的方法，則非常複雜。因為第一個困難是必須用天文學的方法來精密地測定地方時間。第二個困難是必須具備一個精密的測時器。最近由於無綫電的發明第二個困難已大大地減少了。但第一個困難還未得到解決。

地球的公轉 地球和其他行星一樣，圍繞着太陽運動，運動的路程成封閉曲綫，這種曲綫叫橢圓〔註一〕。地球繞太陽旋轉的路程叫軌道。地球的橢圓軌道與圓周的差別比較小，所以在平面圖上無法把它和圓周區別開。軌道長度（四捨五入）為九億三千萬公里，即比赤道之長大兩萬三千倍。

證明地球圍繞太陽運動的這一事實的證據非常複雜，同時要了解這些證據必須作好的學習物理學，特别是天文學。第一個證據是在一年之內恒星的視差〔註二〕，第二個證據是光行差。

年 地球每秒鐘約以30公里（根據更精密的計算是29.5公里）的速度圍繞太陽運動，即比砲彈要快數十倍。地球以這種巨大的速度歷365天5小時48分46秒圍繞太陽運行一週。我們把地球繞太陽轉一整圈的時間叫一年。為了簡便起見，我們把一年算作365天零6小時（差十一分十四秒）。但這一簡便算法也並不完全方便。為了避免由此而形成的不準確和困難，通常採取四年一閏的辦法，即四年之中的前三年皆算作365天，而在第四年則算作366天。三年來都未計算的每年多出來的六小時，到第四年時就湊成一晝夜，這一晝夜就加在第四年上。每第四年叫做閏年，這一年的二月不是28天，而是29天。

「閏年」一詞是來自拉丁文 bissextilis。古羅馬的曆法把剩餘的一天常常排在二月二十三、二十四兩日之間。而二月二十四日是三月開始之前的第六天。「六」字拉丁文是sex。這樣一來，閏年就是有兩次第六天。所以，bissextilis 的意思就是有多餘的第六天的一年。

新曆與舊曆 蘇聯的曆法是公元前四十六年制定的。我們已經講過了，為了計算簡便起見，通常每年算作365天零6小時。但實際上每年只有365天5小時48分46秒，就是說每年我們要算錯11分14秒。雖然這一誤差的數字不大，但在400年之內就多出三晝夜。從公元前四十六年以來，已經有了13天的誤差，1918年1月25日，蘇聯頒佈了廢除不正確的舊曆而採用較正確的新曆的法令，為此規定：1918年2月1日算作2月14日。這樣在蘇聯也採用了新曆。西歐大多數國家在十六世紀（1582年）就已採用了新曆。

地軸的傾斜 地軸向軌道平面傾斜66°.5〔註三〕，這一傾斜在地球圍繞太陽迴

〔註一〕 橢圓是圓錐曲綫的一種，組成一個封閉曲綫，好似一個扁圓。橢圓是諸點的軌跡，諸點與兩點（叫做焦點）的距離之和是不變數。

〔註二〕 視差。週年視差是觀測點位移距離等於地球軌道半徑時恒星所張之角。

〔註三〕 天文學者一般不取軌道平面的傾斜角，而取地球軌道的垂直綫的傾斜角，四捨五入成23°.5。

轉的整個期間是不變的。換句話說，即地軸沿着軌道和自己平行轉動。地軸向軌道平面的顯著傾斜及其在宇宙內的平行轉動，就規定了一年四季的轉換。

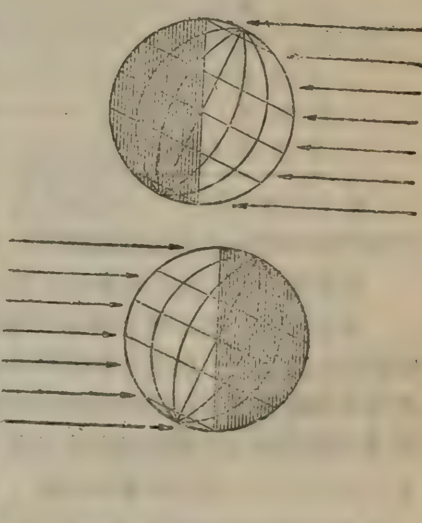
四季 由於地軸向軌道平面顯著傾斜，在一年的過程內各緯度（赤道除外）上晝夜之長就不可能是一樣的。晝長和夜長之差最大的一天在 6 月22日（夏至）左右和12月22日（冬至）左右。夏至那天（6 月22日），在北半球白天最長，黑夜最短，冬至那天（12月22日），相反地，白天最短，黑夜最長，這由插圖中很易看出（圖12）。春天，當春分時（3 月21日左右），秋天，當秋分時（9 月23日左右），光和陰影的界限恰好通過兩極，因爲這天各緯度上的晝長和夜長相等（參看同一插圖）。當由春入夏時，在北半球白晝時間就漸漸增長，轉入秋天時白晝時間就漸漸縮短。



圖12 四 季

由於在夏至那天地軸（北極離太陽近，南極離太陽遠）向太陽方向成 23°.5 傾斜，所以，正午時太陽射綫射到北緯 23°.5 。通過北緯 23°.5 的緯綫，叫做北回歸綫，或叫夏至綫。北回歸綫上每年有一次（6 月22日）在正午時太陽出現在天頂上（圖13）。同樣由同一插圖可以看到，北極及與其相接連的北緯 66°.5 以北的整個地區晝夜不斷地被太陽照耀着（連續極日）。通過北緯 66°.5 的緯綫叫做北極圈。因此，北極圈是北半球上連續極日的最南界限。由北極圈向北極，極日之長逐漸增加，在極點上極日一直繼續半年。

現在我們再看一下插圖（圖13），插圖上劃着 12 月 22 日即冬至那天地球的位置。在這天，南半球和北半球的情形在基本上是相同的，差別只是得到最多量的光和熱的，不是北半球，而是南半球。在這裏正午的太陽光綫垂直地射到南緯 23°.5 ，而通過南緯 23°.5 的緯圈，叫做南回歸綫，或叫冬至綫。南回歸綫是該處每年有一次（12月22日）正午時太陽位於天頂的最南緯綫。顯然，在南半球由這條綫再往南太陽永遠不會在正頭頂上。


圖13 6 月22日和12月22日地球的位置

通過南緯 66°.5 的緯圈叫做南極圈，當在北極圈是連續極日時，而在這裏則相反地是連續極夜。

地球在宇宙中的位置

地球與太陽系　地球是太陽系行星之一。而太陽系則是巨大的星羣集體的一部分，這種星羣的集體叫做銀河系，或天河。

為了能更清楚地了解地球在其他天體中的位置，我們試考察一下一些比較材料。

對於我們生活在地球上的居民來說，把地球看作是一個巨大的天體，它比我們周圍的任何一個最大的物體都要大上數百萬倍，這種想法也是很自然的。可是我們如果把地球和其他行星，特別是和太陽比較一下，那麼就又會驚愕於它的過於渺小了。

下表告訴我們各行星和太陽的直徑及其與太陽之間距離的比較值，在這裏是把地球的直徑及地球到太陽的距離作為一。表中各行星排列的順序是按其距離太陽的遠近而定。

名　稱	直　徑	與太陽之距離
太　陽	109.0	
水　星	0.4	0.4
金　星	0.9	0.7
地　球	1.0	1.0
火　星	0.45	1.5
木　星	11.3	5.2
土　星	9.5	9.5
天王星	4.2	19.2
海王星	3.9	30.0
冥王星（確實大小不知）	0.5左右	39.6

由上表及插圖（14）明顯看出，地球是所謂小行星之一，太陽系中只有四個行星小於地球，而其他行星都遠大於地球。

現在講一下太陽系本身的大小。

根據測量，地球到太陽的平均距離，約等於一億四千九百五十萬公里。這一距離是如此之大，以至於使我們不能對它產生任何一種具體的概念。然而如果我們用火車通過這一長距離所需時間來表示，便可以想像出它的大小。而且這是很容易計算出來的，假如每小時行走一百公里的火車，在不休止行駛的條件下，需要一百七十年方能走完這段距離。同一火車，在同一條件下，從海王星到太陽（四十五億公里）需要走五千多年，即比由地球到太陽多費三十倍時間。但是同一火車沿赤道繞地球一週共需十六天半的時間。地球與太陽系相比較的大小即如此。

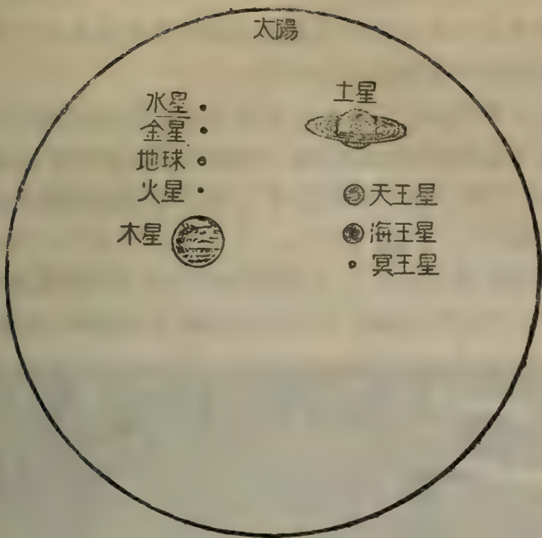


圖14 太陽和各行星大小的比較

銀河 現在我們展望一下銀河的大小。

如果取離地球最近的星——南門二星（α Centauri）附近的比鄰星（Proxima）爲例，則由太陽到此星的距離，乘火車要用五千萬年的時間方能走完。距離是如此的遙遠，以至於使我們無法想像。天文學家通常必須和這樣的數值發生關係，他們便利用所謂光年來做爲計算單位。

我們知道，光綫每秒鐘能走三十萬公里。這樣速度的光由太陽到地球要走八分十八秒，由太陽到海王星要走四小時零八分，而從太陽到銀河系中最近的星也要走四年零兩個半月。光年並且使我們能了解那些存在於宇宙中的遙遠的距離。根據天文學家的計算，我們所見到的恒星的大多數都位於距我們有數萬光年的遠處，而銀河系中最遠的恒星位於距離我們八萬多光年的地方〔註〕。

銀河系之外，宇宙中還有許多類似的、距離很大的星團。

這樣看來，太陽系是銀河系中微不足道的一小部分，而地球又是太陽系中的一個小行星。

地 球 的 起 源

太陽系的規律 對於太陽系行星的位置、運動及其他性質的研究，在很久以前就使我們發現了以下的規律：

1. 一切行星皆圍繞太陽向同一方向旋轉；
2. 一切行星都大致在同一平面上圍繞太陽旋轉；
3. 行星的軌道幾乎全是橢圓的，僅有最遠的冥王星和若干小行星例外；
4. 太陽位於太陽系中心而自轉，旋轉的方向和平面也大致與其他行星相同；
5. 衛星圍繞行星運動，其方向也同於行星之圍繞太陽運動的方向；

〔註〕銀河系——成透鏡狀的巨大星團，其直徑約有十萬光年。

6. 行星的衛星的軌道也幾乎全是橢圓的。

我們僅僅指出了最主要的規律。但是這些規律已足夠說明太陽系不是形成它的物體的偶然的結合，而是有規律的演進過程的結果。

很早以前人們就對這些規律加以注意了，並且發表了論太陽系起源的假說。

康德拉普拉斯假說 1755年德國哲學家康德第一個提出了太陽系行星是由宇宙星雲產生出來的假說。後來，法國大數學家拉普拉斯提出了更詳細和更完全的太陽系起源的假說。拉普拉斯假說的要點如下。

太陽系最初是一個灼熱的非常稀薄的星雲，它瀰漫至各行星的軌道外很遠處。在星雲中心漸漸形成了一個核，其後由核生成了太陽。星雲圍繞着自己的軸繼續旋轉，結果就得出扁圓形的旋轉橢圓體（圖15）。



圖15 行星的生成（據拉普拉斯假說）

在星雲漸漸冷却的情形下，它的粒子逐漸靠近中心，密度逐漸增大，旋轉速度也逐漸加快起來。隨着時間的進展，旋轉速度逐漸增大，其速度就能達到離心力大於重力，特別是在離心力最大而重力（扁平橢圓體）最小的赤道上爲甚。結果在赤道外部的星雲粒子就與中心體分離，成無數同心圓的環狀輪，同時每個環狀輪又都以中心體在分裂出環狀輪時的速度而旋轉着。

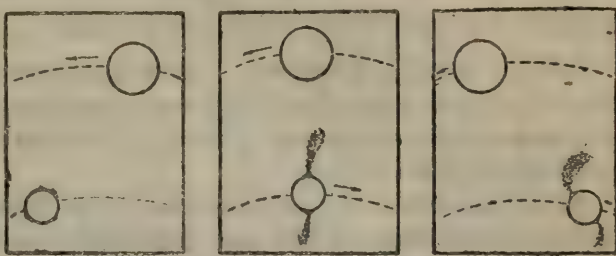
由於環狀輪各部分的組成不同和冷却速度的不均衡，就又使環狀輪分裂成幾個部分，分裂後的環狀輪在重力的影響之下就聚成一個大的氣體球。這一氣體球圍繞中心核（太陽）沿軌道運動，並且圍繞它自己的軸旋轉，這一運動是舊環狀輪的外部粒子比其內部粒子具有更大速度的自然結果。以後隨着冷却的程度，由氣體球生成行星。衛星的生成也是同樣情形。

拉普拉斯假說由於簡單明瞭，成爲十九世紀最受人歡迎的和最通俗的一種假說。在文獻裏往往把它叫做康德拉普拉斯假說。

拉普拉斯假說的缺點 隨着關於行星和太陽的運動的最新的和更精密的材料的日益積累，就接連地產生了拉普拉斯假說所不能解決的問題。例如，爲了能使氣體環狀輪脫離中心核(太陽)，必須把現在太陽的廻轉速度加速125倍。天王星（正如以後爲大家所知道的）向相反的方向繞軸旋轉，也是對拉普拉斯假說的一個嚴重的反駁。此外還有許多行星的衛星（木星的衛星中有兩個，土星有一個，天王星有四個，海王星有一個），向相反的方向旋轉，等等。

人們對拉普拉斯假說的缺點所進行的這種反駁，同時又創造了許多新的假說。新假說非常多，我們在此處甚至不能引述其中的一小部分。

詹士假說 發表於1919年的詹士假說在二十世紀前半頗享盛名。這假說的要點是說，太陽系行星不是由假設的星雲的環狀輪生成，而是由太陽生成的。生成的情形可能如下：可能有一個比太陽還大的星球通過太陽近處。逐漸接近（和互相吸引)的結果，在太陽上便形成了巨大的「潮浪」，潮浪隨着兩個天體逐漸接近也就增大起來。在繼續接近的情形下，潮汐的「凸起部」就破裂了，因而產生兩個巨大的日珥，其中的一個投向某一個星球，而另外一個則投向相反的方向（圖16）。由太陽脫離後的日珥就成爲形成行星和小行星的物質。以後行星及其衞星的發展大致和拉普拉斯的假說中所談的一致。



（1） 潮汐的凸出部的形成　（2） 潮汐的凸出部的破裂　（3） 行星形成的開始

圖16 行星的生成（據詹士假說）

詹士假說的缺點 然而也不能認爲詹士假說是完美無缺的。首先它在太陽系運動的計算上就有錯誤。而詹士假說最大的一個缺點，是他認爲太陽系的形成是極其偶然的。其實有很多材料證明某些恒星有衞星存在，這些衞星並不發光，因此不能看見它們，但是它們周期地遮掩星球。

我們已經指出了各個假說的缺點，但是還必須指出，每一個後來的假說都是愈益接近眞理。此外還需要指明，每一個後起的重要的假說，並不完全否定以前的假說，而多半是修改和訂正了它。

斯密特假說 1946年蘇聯學者斯密特發表了太陽系行星起源的最新假說[註]。

根據最新的材料，銀河系的星羣沿橢圓軌道圍繞銀河的中心在運動着。除星羣外，在銀河還有無數「暗」星雲團，這些暗星雲是由塵埃和極近似於落到地面上的隕石固體塊所組成的。按斯密特假說，太陽在其銀河運動時曾經在該處與暗色的物質雲相遇。在此時一部分物質（隕石，塵埃）被太陽所掠取，並在周圍組成稠密的隕石羣。在繼續運動的條件下，隕石就相互撞擊，而小隕石就落到大隕石上，結果就生成了行星。某些隕石一直保存到今天，而它們現在仍舊向地球降落。根據計算，現在每天約有一噸隕石落在地面上，可是從前隕石降落的數量要遠比今天爲多。斯密特假說在數學方面的論據是很充足的。

地球的物理性質

地面重力的分佈 如果地球是一個球體，而且不是在自轉着，那麼地球表面上任何一點的重力必是相等的。但正如我們所知道的，地球的形狀並不是球體，

〔註〕 科學院院士斯密特，新地球起源說。「自然」雜誌，1946年，第7期，6—13頁。

而非常相近於旋轉橢圓體，這一橢圓體的極半徑比赤道半徑短21.5公里。僅僅就只這一個理由已可得出結論說：重力（地球引力）由赤道向兩極去時一定是逐漸增加的。

但是除橢圓形外， 地球旋轉結果的離心力也必定對地面重力的分佈發生影響。離心力也同樣使重力由兩極向赤道去時逐漸減少。結果，地球上的重力和地方的緯度有關：隨着緯度的增加重力也增加起來。

重力變則 根據直接測量和適當的修正，在理論上能算出地球上任何緯度的重力。如果所觀測的重力（用直接測量法求得的）非常相近於理論上所計算出來的，那麼我們便會得出重力的正常值。但事實上常常發生很大的偏差，這種偏差，叫做重力變則。當所觀測的重力大於正常值（計算出來的）的時候，我們把它叫做正變則，而在相反的時候，叫做負變則。

變則的研究在地質學中具有很大的意義。記在地圖上的變則，在某些場合使得我們能够判斷出埋藏於地下的岩石的性質和它的產生狀態。我們試舉一個例子來看。大家都知道，烏拉爾是由綿延於子午綫方向的各種岩石帶組成的。於是，當由西向東去時，我們便能看到第一岩石帶是含有石膏、岩鹽、碧石和煤的古代沉積岩帶；第二岩石帶是由結晶片岩所組成，含有鐵礦、銅礦和鋅礦；第三岩石帶有着由火山作用而生成的侵入岩的露頭，這種侵入岩含有鎳、磁鐵礦、銅、金、鉑、鎢等。我們不再一一列舉其餘的各個岩石帶，但要指出，每一岩石帶皆有其自己的變則（沉積岩——負變則，侵入岩——正變則等等）。對烏拉爾以東西伯利亞西部低地重力分佈的研究，證明了，類似烏拉爾的岩石帶再往東還繼續存在。換句話說，即在西伯利亞西部低地地方，有着埋藏在青年期沉積生成物下的山系的繼續。

地球的平均密度及其測定法 某一物體的重量和相同體積的水的重量的比，叫做密度或比重。要測定單質物體（即使體積非常大的單質物體的密度），並不是一件難事。因此需要取這一物體的一小部分，而用普通的方法（按阿基米德原理），求出它的密度。

地球的情况就不同了，它除了本身的體積巨大之外，並且由各種不同的物質（由最輕的氣體到最重的金屬）所組成。我們不能從地球的每個部分取來「試料」，因爲地球的內部對於我們來說還是不能進入的。只有一個方法：測定地球的質量，然後根據地球體積計算其平均密度（如所周知，密度等於體積除質量）。

我們已經知道了地球的體積。至於質量，根據牛頓的一個基本定律即能測定出來（這一定律可以簡單地敍述如下：兩個物體互相間的引力與其質量成正比，而與其重心距離的平方成反比）。

最初根據這一定律測定地球密度是在1774年。選擇了一座孤立的山，測定了它的體積，求出了組成這座山的岩石的密度，便算出了這座山的質量。設在這座山附近的鉛錘，受這座山的質量的影響，向一邊傾斜，成非常小的角。測定這一角度之後，根據我們大家所知道的牛頓定律（萬有引力定律），即可算出地球的質量。根據這種計算得出地球的平均密度爲4.7。最初的地球平均密度計算所以不能十分精密的原因，不僅因爲山沒有正規的幾何形，而且也因爲對山的體積也只能作近似的測量。在測定組成山的岩石的密度時，也可能產生某些誤差（只能取山的表面上的岩石）。後來的測量得出了稍大一些的值：5.5。這個值是兩千多次測量的結果，現在認爲是最精密的。

岩石密度隨着深度而變化 組成地面的沉積岩的密度，一般地不超過2.5。

分佈於地殼上層最多的結晶岩也同樣具有從2.6到3的密度（在地面上分佈最多的結晶岩是花崗岩，其密度為2.6）。既然地球的平均密度等於5.5，那麼就可以推想，地球內部的岩石必定更重。假定岩石的密度沿向地球中心去的方向而逐漸增加，則根據計算，地球內部的岩石的密度必將逐漸增加，在中心必達到9—10甚至11（圖17）。



圖17　地球內部各層分佈圖

地內壓力　岩層具有着很大的重量，因而也就很自然地對它下面的層給以壓力。根據理論上的計算，在深1公里地方的壓力約為1,000大氣壓，在深10公里的地方2,500大氣壓，在深100公里的地方20,000大氣壓，在深1,200公里的地方100,000大氣壓以上，在中心約為三百萬大氣壓。在物理實驗室曾作過數萬大氣壓壓力的試驗〔註〕。在這樣的高壓力之下，許多堅固的結晶體獲得了可塑性，即能夠彎曲甚至能「流」。例如，大理石的碎塊在幾千大氣壓壓力下就聚結成一個連續的塊體，並取得和盛它的那個容器完全一樣的形狀。我們根據在實驗室裏所做的此種實驗，就對於位於地殼下層並在高壓之下的岩石的狀態，獲得了岩干的概念。

地內溫度　在太陽熱的影響下地面的溫度時而上昇，時而下降。這種溫度變化只存在於地殼上層不很深的地方。在1米深的地方，溫度的周日變化，通常幾乎是覺察不到的。至於溫度的週年變化，在溫帶地方透入到10—15米，而在冬寒夏炎的地方則達25—30米甚至40米處。在深於30—40米的地方，地球各處的溫度已是許許多多年間保持不變。例如，置於巴黎觀象台地下室的寒著表在95年中始終是11°.85C。

有一個溫度不變的層環繞着整個地球，這個層叫做常溫帶，或中溫帶。常溫帶存在處的深度隨着氣候條件的不同而不同，而溫度則大致等於該地的年平均溫度。

在向地球內部深入時，在常溫帶下面，一般地是溫度逐漸增高。這一點最初被在深的礦坑中工作的工人們所發覺。僅由於高熱不能再繼續工作下去的關係，有時就不得不放棄了極有用的礦石的採掘。在開鑿隧道時也同樣發現了這樣的情形。

根據在地球各地進行的許多觀察，確定了平均每深入33米時，溫度就上昇一度。溫度上昇一度所需深入地球內部的米數，叫做地熱度。地熱度在各種情形下是不同的，大致變動於30—35米之間。不過在某些情形下，還可能多些。例如，在密執安州（美國）的一個位於密執安湖近處的油井，地熱度等於70米。很顯

〔註〕現在在實驗室裏能做七萬大氣壓壓力的實驗。

然，在這裏深而冷的湖水起着冷却作用。相反的，在墨西哥的一個油井裏，我們又觀察到非常小的地熱度。那裏在670米深處，水的溫度爲70°。這樣一來，地熱度僅等於12米。地熱度這樣小的原因，是由於從極深處湧出的溫水的循環所致。在不太深處還有未冷却的噴出岩的火山區域，也能觀察到很小的地熱度。但是這種情形與其說是一種法則，倒不如說是一種例外。

影響地熱度的原因，一般地說來，是很多的。除上述原因外，還可指出岩石的各種的導熱率，地層的疊累狀態。（例如，順應岩石的劈理面的方向的導熱比垂直於劈理面的方向的導熱快三倍）。

地面起伏對於深處溫度的分佈有着很大的影響，這種情形由附圖中可清楚看到（圖18），圖上畫着阿爾卑斯山沿新普倫隧道綫的橫斷面，點綫表示地內等溫綫。地內等溫綫在這裏恰似地面起伏的重覆。但是越到深處，地面起伏的影響就漸漸減少。（在圖的右方地內等溫綫向下方強烈彎曲，這與其說是地面起伏所決定，勿寧說是受這裏水的強烈循環所決定）。其他隧道也具有這樣的溫度分佈情況。

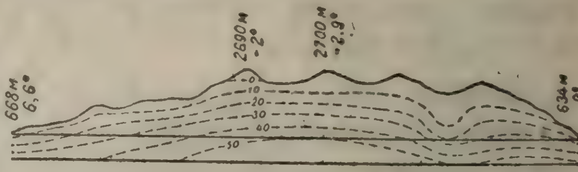


圖18 阿爾卑斯山沿新普倫隧道綫的斷面圖

特別是在深洋與高山相鄰的地方，溫度之差必定特別顯著。熱帶地方大洋底處的水溫約爲一度，但是在鄰近大陸同一水平綫上的山地下面的水溫就以百度計。

地球深處的溫度　根據對油井裏的溫度的觀測（油井的深度一般不超過2—3公里），自然，也就不能了解地球比較深處的溫度的情形。但是，在這裏地殼生活中的某些現象給我們以很大幫助。火山作用就是屬於這類現象的。火山把溫度在千度以上的岩漿噴出地面。因而，在非常深的地方的溫度要超過千度以上。

有一個時期，學者們曾經企圖根據地熱度計算地層的深度，如計算溫度在1,000—2,000°的深處的深度。然而此種計算不能認爲是有充分根據的。對冷却中的玄武岩球的觀測（比壽夫實驗）以及理論上的計算，使我們有根據說，地熱度的值是隨着深度而增大。但是地熱度隨着深度而增大多少以及這種現象的存在及於何種深度，現在我們還不能加以肯定。

對深油井的觀測證明了，地熱度隨着深度增加到40甚至50米。但是和地球的半徑相比，油井真是微不足道，也只是觸及到地殼的最表面的一層而已。如果想像地球是一個直徑一米長的小球，那麼最深的油井也只有0.25毫米的深度。因此不能把關於油井裏的溫度的材料，應用到地球內部的一切部分裏去。

假定溫度隨着深度而不斷增加，那麼地球中心的溫度必爲數萬度無疑。在這樣的高溫下，我們所已知的一切岩石都要變成液體狀態。但是對地震波通過地球內部的傳播速度的觀測却證明着，地球內部是固體的，這就發生矛盾了。不消說，地球內部有着巨大的壓力，但是關於在這樣的壓力下物體的狀態，我們是一

點也不知道。因之我們就沒有任何證據來主張，溫度隨着深度而不斷增加。大多數地球物理學家的結論都認爲地內溫度未必能超過2,000—3,000°。

地內熱的來源 地內溫度的熱源可能有各種各樣的。如果依照地球是由灼熱的熔融體的物質所組成的假說來看，則地內的熱可以看作是由表面開始冷却的物體的殘熱。然而我們有根據推論，組成地球的幾種岩石的放射能可能是地內高溫的原因。可以舉鈾的蛻變作例子，鈾的蛻變進行得非常慢，但却放出大量的熱能。

地磁 在地面上能觀察到磁氣現象，這使得我們有根據認爲地球恰似一個有着兩個十分明顯的磁極的大磁鐵。在北半球磁極位於北布別亞（Boothia）半島上（北緯 70°5′3″，西經 96°45′3″），在南半球，位於南極大陸（南緯 75°6′，東經154°8′）。此外，近年由於蘇聯北極研究家的勞績，在北半球發現了第二個磁極。這個磁極位於蘭格爾島(Wrangel island)以北(北緯86°30′，東經182°00′)。

地磁要項 由一磁極到另一磁極的磁力綫組成所謂地磁子午綫(圖19)〔註〕。很明顯，放在地面上任何地方的羅盤的指針，始終和該地的地磁子午綫的方向相一致。

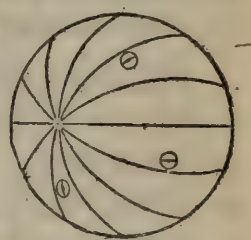


圖19 理想地磁子午綫圖

由於磁極與地極不相一致，地磁子午綫也就不與地理子午綫相一致（圖20）。羅盤的指針（在絕大多數的情況下）也就不和地理子午綫相一致。磁針的方向（即地磁子午綫）和地理子午綫所組成的角叫做地磁偏角，或簡稱偏角。不難看出，地面各點上的偏角是不相同的。

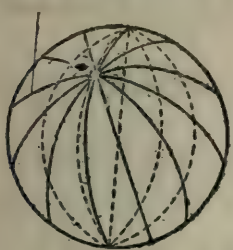


圖20 地磁子午綫與地理子午綫分佈圖（實綫表示地磁子午綫，點綫表示地理子午綫）

偏角由北向東或向西各計算到180°，第一種情況下的偏角叫東偏角，第二種情形下的偏角叫西偏角。東偏角通常標以「+」（正偏角），西偏角標以「−」（負偏角）。

羅盤指針的一端指北極方向，另一端指南極方向，這是衆所周知的事實。但實際上並不完全如此。羅盤的指針通常並不與地理子午綫方向相一致，而與其組成若干度的角。

讓我們再詳細地講一下這個現象。

如果取一個磁針，支其重心，那麼這個磁針擺動幾次之後，就停在地磁子午綫平面內，立刻便與地平表面組成一定的角。這個角叫地磁傾角。傾角由地平方向下算至90°。

除偏角和傾角之外，還要測定磁場强度的絕對值。上述三個值總稱之爲地磁要項。對於我們研究自然地理來說，偏角是非常重要的，所以我們在前面講的比

〔註〕換句話說，地磁子午綫就是沿磁針方向前進的觀測者必須經過的路程。

較詳細。

地磁圖 為了了解地磁要項在地面上分佈的情形，需要繪製所謂地磁圖。在繪製地磁圖（即使繪製磁偏角圖）時，先把各地的偏角值記入圖中，然後把偏角相同的點連結成綫，這樣的綫叫做等偏綫（圖21）。

等偏綫圖對於航海者、測地學家及其他應用羅盤的人有着很大的意義。只有根據這種地圖，才能在每一點上對羅盤針的示度加以適當的訂正。

用同一種方法，也能把其他地磁要項記入圖中。結果我們得出等傾綫圖（磁傾角分佈圖）及等力綫圖（磁場强度絕對值分佈圖）等等。

西偏區域和東偏區域 地面上有偏角等於零的地點。把這些點連結成綫，便得出一條通過兩磁極和兩地極的封閉曲綫。這一零度偏角綫，叫做無偏綫。無偏綫把地球表面分為兩大區域：東偏區域和西偏區域（圖21）。

如果地磁子午綫具有規則的圓周形，那麼無偏綫就必定會把地球分為兩個相等的半球：東偏角半球和西偏角半球。實際上，地磁子午綫（由於地殼構造的不同以及其他種種原因）並非圓周形，而是近於圓周的、比較複雜的封閉曲綫。因此地球的無偏綫具有着不規則的形狀，把地面分為兩個不完全相等的部分，這兩個部分只能說近於半球。顯然同樣由於地球內部構造的不同，在北半球造成了第二個磁極的存在。

由附圖可清楚看到，西偏角區域包括：大西洋、西歐大陸的一部分、非洲和南、北美的東部。東偏角區域包括：太平洋、東歐、亞洲和澳大利亞的大部分、南美和北美的西部。（東亞的一部分例外，在這裏具有西偏角的相當大的地區圍成一個封閉曲綫）。

地磁變則 根據地磁要項分佈中的許多規律，我們能够確定該地地磁要項的「正常量」。

此外，還有個別地區，其地磁要項或多或少與正常量不同。這種地區就是所謂地磁變則。當地磁變則所包括的面積不大時（多以數十公里計，而很少以數百公里計），叫做區域變則。區域變則通常和地殼的複雜的構造、鐵礦以及其他含有磁性的岩石有關係〔註〕。此種變則的例子有：拉柏蘭變則，克里夫·羅珂(Кривой Рог）變則以及地球上最大的庫爾斯克變則。區域地磁變則的研究，對於有益礦物的勘察工作具有重要意義（特別是鐵礦和鎳礦的勘察）。

波及廣大區域的地磁變則（以數千公里計）叫做地理變則。其起因比較複雜，並且遠不是在所有的地方都闡明了的。最大的東部西伯利亞地理變則可作為例子，在那裏所觀測到的不是東偏角而是西偏角（圖21）。

地磁要項的變更 年復一年所進行的研究向我們證明了，地磁要項發生經常性的變化。這種非常慢的變化叫做長期磁變。長期磁變的原因，現在我們還不知道，但是它們很有可能和地殼的變化有關系。

除長期磁變外，還有周日磁變和週年磁變，它們和太陽的位置有關系。日變比年變表現得更明顯有力。

地磁擾亂 地磁要項的變化過程通常是流暢而寧靜。但是也有這樣的情形：地磁要項遭到突然的、遠超

〔註〕各種岩石具有各種不同的磁化係數，這種磁化係數可以用數字表示之。例如，煤的磁化係數為1，石灰為2到5，粘土為20，花崗岩為500到1,300，玄武岩為2,500，磁鐵礦為10,000等等。

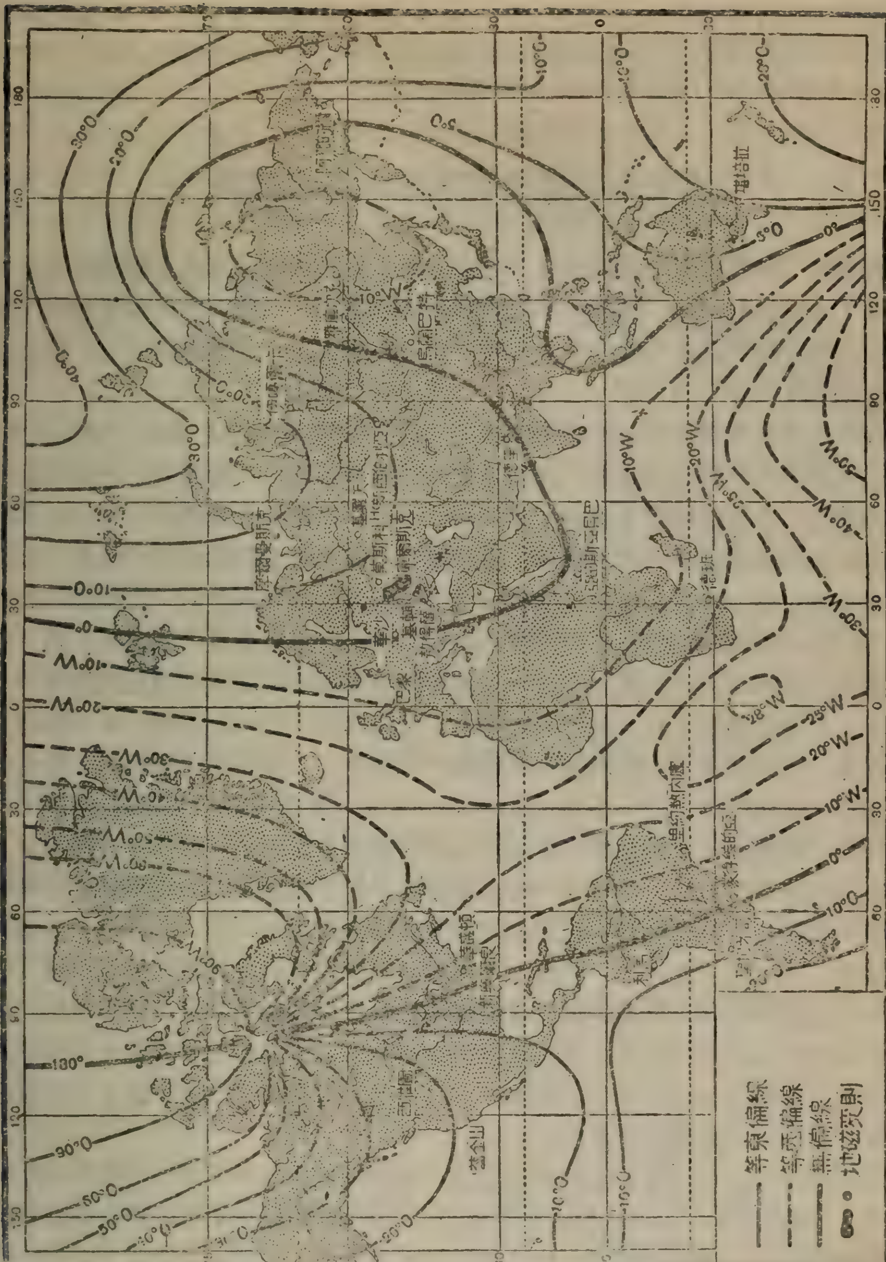


圖21 地磁偏角圖（1945年）

過日變範圍的非常强烈的變化。在這種情形下，磁針好象頗感不安一樣，並作出很大的不規則的擺動〔註〕，這種現象叫做磁暴。磁暴（附帶說明，磁暴與大氣裏的暴風雨無絲毫相同之處）通常繼續不久（數小時，很少繼續數日），並在地面很大區域內同時觀測到此種現象。磁暴在兩極附近非常强烈。隨着漸漸接近赤道，磁暴就逐漸減弱，並逐漸稀少。

〔註〕據巴甫洛夫觀象台的觀測，在强烈磁暴的時候（1878年），指針的擺動達7°20′，但是普通的日變為7—10′。

磁暴發生的原因，至今還不能確知。同時自從古代以來，就確定了磁暴的一週期爲十一年，這和太陽黑子的興衰十一年的週期恰恰相符合（太陽黑子的平均成長期間爲1.6年，而平均消退期間約爲6.5年）。此外，磁暴與極光有着極密切的關系（强烈的極光與磁暴同時出現）。

地球的生活及其構造的基本輪廓

地球圈　假如我們能從地球外的遠處，即使等於地球與月球之間的平均距離的地方（380,000公里），瞻望一下我們所居住的地球，則大致可以看到以下的情形。在黑暗的星辰羅列的天空上，有一個巨大的天體在寧靜地照耀着，其直徑超過月球的四倍。

在那裏有我們所熟知的海洋和大陸的輪廓，於是立即使我們想起一個很大的、一部分被雲霧包圍着的地球儀，這個地球儀在極地帶有白色的雪冠，在赤道處有銀色的雲條，在溫帶則有寬闊的雲斑。如果把這一天體與月球比較一下，除其大小，海洋與大陸的輪廓有所不同外，還能發現一個非常明顯的特點。就是這個天體的邊緣的輪廓不像月球那樣的清晰。這一天體的表面是優美的、比較濃密的薄膜，薄膜到四周就漸趨消逝，它從四面八方成均勻的層圍繞着這一光亮的天體。這一天體就是我們的地球。籠罩着這一天體的優美而透明的薄膜是地球的氣層——大氣圈。從遠處觀看地面，我們必會發現，大洋與海合到一起形成一個連續的大洋，在這一大洋的背景上突出着大塊陸地（大陸）和小塊陸地（島嶼）。這種連續的海洋，稱爲世界大洋，平均深度約爲3.8公里，世界大洋約佔地面$^2/_3$以上。

試想，我們漸漸走近地球。地球在我們的面前增大到如一個巨大的圓屋頂，我們並能清楚看見大陸、島嶼及一切河川湖沼。這個稠密的河川湖沼網遠比我們在地圖上所常見的更爲稠密，它成不規則的紐帶蓋着陸地。在一些地方，這種網非常稠密，相反的，在另外一些地方，特別是在沙漠地區就比較稀疏，在第三種地方，它就變成山地的冰雪斑點以及兩極地方的連續雪原和冰原。如果我們能夠看見組成陸面的岩層的深處，那麼也就能在那裏看見更稠密的泉和地下水流的網脈。地球上的海洋、河川、湖沼及地下水的水形成地球的第二個薄膜（由表面向中心計算），這一薄膜叫做水圈。

堅固的地球的表面是水圈的基面。這一堅固的表面的$^2/_3$以上被世界大洋所隱蔽着，而我們今天關於它知道得還很少。而陸地區域的構造我們就知道得很多。河谷與山谷，礦坑與隧道，使我們能夠看到地球內部的相當深處。研究組成地面的岩石及其產生狀態，以及地球內力的作用，使我們對於地球內部的構造得出以下的概念。表面堅固的地殼的構造是複雜的，是由各種岩石組成的，因此叫做岩石圈。岩石圈看來很硬，但這僅在表面是這樣，而繼續向內部，在深度由40至100公里處，則受高熱和大壓力的影響，而具有可塑性。組成岩石圈的岩石的密度由2.6到3。

在岩石圈下有許多其他的薄膜，最後則是固體的地核，關於地核我們準備以

後再講。

一切棲息於地球上的各種各樣的生物（由細菌到人皆包括在內），也常常把它們連結爲一個整體，統稱之爲生物圈。

但不能拿岩石圈、水圈及大氣圈的概念來理解生物圈。上述各圈之內皆住有生物。例如，在岩石圈，由其表面開始一直到至少是三公里（細菌）的深處，我們可以看到生物。在水圈裏，生物到處都有，即在各種深度的地方都有，更不必說有大量的生物是集中在表面了。在大氣圈到十公里以上的高處也有生物。因此生物圈的概念和岩石圈、水圈及大氣圈的概念是不同的。

地球的平均密度爲5.5，這一巨大的數值，正如我們已經講過的，它使我們有根據相信比較重的物質是位於地球的中央部分。依據計算所得出來的結果，其密度達9—10甚至11。只有金屬物才能具有這樣大的密度，因此又使我們有根據說，在地球內部有重的金屬核存在，根據在地球上分佈最多的金屬是鐵這一事實判斷，也就很自然地可以推測出，在金屬核中鐵一定佔優勢。這一點根據前述地球是一個大磁鐵來看，就更爲確實。金屬中能够具有相當大的磁力的，我們今天只知道有兩種：鐵與鎳。

把重地核之平均密度（9—10甚至11）與鐵之密度（7）及鎳之密度(8.8)相比較時，我們不得不承認在地核處有更重的金屬如白金（21.5）、金（19.3）、銀（10.5）等存在。

至於地球金屬核之大小，根據對地震波傳播的研究，其半徑約爲三千公里，即約等於地球半徑的一半（圖17）。

位於地殼和地球金屬核之間的空間，叫做中間帶。關於論述中間帶的構造與組成的材料比關於論述地核的材料還少。

一般推測，中間帶主要是由鐵、銅等金屬的氧化物和硫化物所組成。在這裏也可能存在着在地面上所沒有的重岩漿岩。

對於我們能够接觸到的薄膜的生活的研究證明了，每一個薄膜都有自己的獨立的生活，而同時又與其鄰近薄膜的生活有着密切的關聯。例如，地球的上層薄膜爲岩脈所穿，這些岩脈是由位於更深處的薄膜裏的岩石組成的。在岩脈岩和它所穿透的地層相接觸的地方產生複雜的相互作用，其結果之一就是礦床的產生（圖22）。水圈、岩石圈、大氣圈、生物圈之間有着更密切的關聯，互相聯繫地來研究這些外層球面薄膜的生活是自然地理學最主要任務之一。



圖22 礦床的產生

地殼發展史的幾個基本階段

地球硬殼的生成 根據最流行的多數假說的看法，都認爲地球及其他行星在組成和起源上都與太陽有着極密切的關係。根據這些假說，地球在它存在的最初時期是熔融狀態的，或者一部分也可能是氣體狀態的，只是以後隨着它漸漸冷却才從表面開始逐漸硬化起來。在繼續冷却的情形下，就創造了形成大洋、陸地、海、河的條件，同時也創造了產生生命的條件。

歷史地質學研究地殼從其生成一直到現代的發展過程的問題。在本學程裏我們不能很詳細敍述歷史地質學。但我們必須指出地球的地質史的幾個基本階段，因爲在地理學中我們經常要利用歷史地質學所採用的地質時代。

地球過去生活之文獻 組成地殼的岩層是供我們判斷過去地球生活的最主要的證據。由水和空氣中漸漸沉積到地面上的地層或多或少留下了過去生活的清晰的痕跡。研究今天正發生於地球上的過程是了解過去的關鍵，因爲在外部因素影響下的地面生活的規律，基本上沒有什麼變動。例如，從前和現在都有山、河、湖、沼、海洋。無論從前和現在山洪總是沖積着大石塊，而在平地處的河水則沖積着砂和泥土。因此由過去的沉積物中，我們能很容易地把山洪沖來的物質和平原河流沉積的物質區別出來。用完全相同的方法也可以識別沉積於湖底的地層及沉積於海底的地層。在後一種情形，除岩石及其產生狀態上有所差別外，保存於地層中的動植物化石也給我們以很大的幫助。對於動植物化石的精細研究，便形成了研究地球上生物界過去生活的一門科學，這門科學叫做古生物學。古生物學在我們的面前打開了一幅非常引人入勝的從古代一直到現代的動植物逐漸發展的圖畫。地質學家利用古生物學的知識就能根據沉積岩層確定所研究的地層是何時形成的。

試舉一極簡單的例子。譬如在我們面前有一個險峻的絕壁，在那上面可以淸楚看出組成絕壁的岩層。研究者的第一個任務是確定地層的產生狀態是正常的還是凌亂的這一事實。換句話說，該地層是否仍是它們沉積於水底時的狀態，還是受某種力量的影響而改變了從前的狀態。證明了地層的產生狀態是正常的之後，地質學者就能確定岩石的性質，並發現出下層是形成於海底，中層是形成於非常淺的海，而上層則是形成於淡水底。地質學家根據這些已經確定了的事實作出從最下層（即最古層）到最上層（即最近層）的沉積期間內該地方的自然地理條件發生了怎樣的變化的結論。最後在愼密研究動植物化石之後，地質學家就能比較正確地確定上、中、下各地層的沉積時間。

在這種情形下地層對於地質學家恰如書的「頁」一樣，在這些大地的書頁上，地質學家就能「讀到了」該部分地殼的過去生活的歷史。

世界各國都有上千上萬個地質學家在進行着這種研究。許多年來所積累的大量的科學資料，使得地質學家們能規定出地球過去生活的主要階段，並得出如關

才我們所談過的地殼的發展史。

主要地質時代的區分 根據我們現在的研究，地球的全部歷史分成五大時期，這種時期叫做代。在一個代之間所沉積出來的沉積生成物系統叫做界。而各代本身又分爲幾個紀，各紀又分爲幾個世。相當於各紀的沉積生成物系統叫做系，而相當於各世的沉積生成物系統叫做統。以上我們所引用的術語是世界各國學者所通用的術語。

代與紀的名稱是隨着科學知識的發展和精密的程度而漸漸形成的，因此在這裏沒有一個一般的原則。如果說在代的名稱中有一個一定的比較完整的體系，那麼在紀的名稱中就沒有一個統一的體系。例如，寒武紀這一名稱是來自威爾斯(西英格蘭)的舊稱，寒武利亞是最初在那裏研究過寒武紀層的地方。志留紀這一名稱是沿用英格蘭南部古代居民之名。泥盆紀這一名稱來自英格蘭一行省泥盆的名稱。石炭紀之所以叫作石炭紀，是因爲在最初對它進行研究的那些石炭系層裏面，石炭分佈很廣等等。

地質時代區分表

代 (界)	紀 (系)	
新生代	第四紀 Q	
	第三紀	第三紀新期(N)
		第三紀舊期(Pg)
中生代 (Mz)	白堊紀 (Cr)	
	侏羅紀 (J)	
	三疊紀 (T)	
古生代 (Pz)	二疊紀 (P)	
	石炭紀 (C)	
	泥盆紀 (D)	
	志留紀 (S)	
	寒武紀 (Cm)	
元古代	其區分僅具有地方意義	
太古代		

在地圖和圖表上，爲了節省地方，僅用字頭(拉丁字)代替全稱，如附表所示。

太古代與元古代 太古代地層以其年齡來論是最古的。這一地層是由再度結晶的沉積岩（結晶片岩等）及最古的岩漿層（花崗岩等）組成。在太古代地層裏沒有任何清楚的生物殘骸，因此太古代有時也叫做無生代（即沒有生物之意）。

元古代地層經過再度結晶的比較少，除了結晶片岩外，在其組成中常含有礫岩、沙岩、粘板岩、石灰岩、青灰（Шунгит）〔註〕及其他岩石。石灰岩、青灰等岩石的存在，使我們想到在元古代可能存在過豐富的生物。

〔註〕是無煙煤經變質作用後而生成的岩石，恰似煤與石墨之間的過渡物。

太古代地層和元古代地層在地面上分佈很廣。可拉半島、斯堪的納維亞半島、阿爾坦高原、加拿大及其他若干地方皆可作爲例子。太古代地層和元古代地層的厚度有數十公里。

古生代 古生代地層的特點是含有豐富的動植物殘骸，因此我們能够充分地根據古生物學的知識來研究它。古生代幾乎存在有一切種類的動物，由最簡單的動物開始一直到具有哺乳類所特有的特徵的動物爲止。植物界也非常豐富（由海草到針葉樹）。

組成古生界的岩石是正常的沉積岩（石灰岩、粘板岩、砂岩、煤等）。在古生代的下部、即在由古生代地層向元古代地層過渡處的沉積岩常常遭受變質作用。古生代是地殼發生猛烈變動的時期。古生代後期的猛烈的造山作用創造了新的自然地理環境、新的氣候條件，以致影響動植物界起了很大的改變。古生代分爲五個紀：寒武紀、志留紀、泥盆紀、石炭紀和二疊紀。

在寒武紀，各種節足動物（三葉蟲）是高等動物，其次在志留紀出現了甲冑魚（其體外側覆以骨質甲冑）。在泥盆紀魚類繼續向前發展，而在最後的二疊紀就出現了最初的爬蟲類。古生代後半期的特徵是豐富的地上植物十分發展（石炭紀的鱗木、封印木，二疊紀的針葉樹和西米椰子(Sago-palm)。

中生代 中生代不同於古生代的，首先是生物界的高度發展與沉積岩石的特徵，以及地殼與過去兩代相比較的相對的寧靜。在中生代，除了針葉樹十分發達之外，又出現了闊葉樹，在動物界則是爬蟲類的旺盛發展。（中生代的爬蟲類中，已知的有十二目（Order），然而現代的爬蟲類只有四目）。此外，在中生代又出現了最初的眞正的硬骨魚類、鳥類和哺乳類。海棲動物開始接近於現代的海棲動物，但是在其他各代幾乎沒有的菊石類和箭石類（Belemnite）之得到廣泛發展是中生代的特徵（圖23和圖24）。



圖23 一種菊石類的貝殼

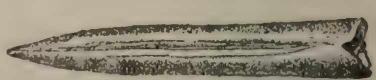


圖24 箭石類（貝殼的一部分）

粘土、粘板岩、砂岩、石灰岩及白堊是組成中生界的典型岩石。

中生代分爲三個紀：三疊紀、侏羅紀、白堊紀。

新生代 新生代在時間上比過去任何代都短。

開始於中生代末葉的地殼運動的結果變成了强大的造山作用，而這一作用就大大改變了大陸的起伏和形狀。一切的主要山系如喜馬拉雅、高加索、阿爾卑斯、科的勒拉、安第斯以及其他許多山系都生成於第三紀末。所有這些變化創造了不同的自然地理條件，那種自然地理條件非常相近於今天的自然地理條件。

組成新生界的沉積岩的特徵是脆弱易碎、極少受過變質作用的影響，如果不把第三紀舊期的一些石灰岩、片岩和石英岩計算在內，那麼在新生代的各地層中主

要地我們會看到輭的石灰岩、泥灰岩、粘土、易碎的砂和礫岩。按其起源來說，有海成層、湖成層、河成層 、冰河成層和風成層 。這些地層在第四紀則更為顯著，它們的產生狀態在絕大多數的情形下是正常的，即未被破壞的並且接近於水平的。

在新生代，生物達到了最高度的發展。在植物界雙子葉植物佔了優勢，而在動物界哺乳類佔優勢。但是人類的出現應該算是生物界發展的最偉大的事件。

新生代分為兩個紀：第三紀和第四紀。

第三紀對於地理學者有着特殊的意義。在這一紀內大陸的輪廓和性質接近於現代的輪廓和性質，此外，現存的動物界和植物界也形成於第三紀。

從植物界來論，第三紀是被子植物的王國；從動物界來論，第三紀是哺乳類的王國。哺乳類在其生活鬬爭中成為更適應於現有條件的動物，因之戰勝了以前佔統治地位的爬蟲類。

如果說第三紀的植物界近於現代的植物界，但是在動物界還是有着顯著的差別。例如，此時魚類中的鮫魚特別發達起來(某些鮫魚曾達到很巨大的規模)。爬蟲類顯著地減少了，相反地鳥類在發展上超過了爬蟲類，突飛猛進地發展起來。

第三紀的地層分兩部分：下部較古的部分叫第三紀舊期，上層較新的部分叫第三紀新期。第三紀舊期又分為三個世：曉新世、漸新世、始新世，第三紀新期分兩個世：中新世和鮮新世。在每一統裏按其所含現代形狀的化石的數量，做為時代區分的主要根據（第三紀舊期從 3%到10%，第三紀新期10%到95%）。

第四紀在地質時代區分上是最後的一紀。在這一紀中巨大的造山作用已告完成。大陸和海洋都獲得了現代的形狀，只是海岸綫比起現代來還有許多出入。對於第四紀來說冰川是非常突出的一件事，冰封的範圍包括歐洲、亞洲、北美等大部分地區。（冰川在以前也曾有過，但其形跡幾乎未表現在地面上，因此它們不如第四紀冰期那樣對地理學具有重大意義）。

關於絕對地質年代的概念　上述地質年代能很好地回答地球生活中的某一種事件是以什麼樣的程序完成的。然而地質年代却不能正確地回答我們所研究的某一問題是何時發生的。這一種情况很早以前便在科學界的面前提出了尋找絕對地質年代的課題。

人們曾不止一次地企圖解決這一課題，但是一直到最近仍舊找不到使人滿意的答案。

不久之前採用了一種新的方法，這種新的方法是根據於組成地殼的某些岩石的放射能。

大家都知道，鈾或釷蛻變的結果生成鉛。鈾由於具有與外部條件無關的內部性質而逐漸崩裂，並且漸漸變成鉛。一百萬克鈾在一年內能放出$^{1}/_{7400}$克鉛。知道了這種情况並求出在岩石中鈾和鉛的數量，我們就能算出這一岩石的年齡。根據計算，太古代的最古岩石的年齡約為二十五至三十億年。用同樣方法能夠把各地質時代的期間用年數表現出來。雖然這些計算還不能認為是十分精密，但終究是很重要的。

現在我們引用一些根據蛻變法計算出的各紀期間的數字。

地　質　年　代　表

時　間　單　位（百萬年）

新　生　代

現代及冰川時代………………………1

第三紀新期……………………………28

第三紀舊期……………………………36

中　生　代

白堊紀…………………………………65

侏羅紀	35	泥盆紀	50
三疊紀	35	志留紀	130
古生代		寒武紀	70
二疊紀	25	太古代及元古代約爲二十億年。	
石炭紀	85		

大陸與島嶼

地面約有71%爲海與大洋所佔據，而其餘的29%才是大陸。大洋與海形成一個連續的水膜，陸地分離成幾個塊體拔出於這一水膜面上，形成大陸與島嶼。

大陸分爲六個：歐亞大陸、非洲、北美、南美、南極大陸、澳大利亞。歐亞大陸與非洲地處毗鄰，常常把二者總稱爲「舊世界」，與此相對，以後發現的美洲，稱爲「新世界」。「舊世界」與「新世界」的名稱是與歐洲人發現它們的前後順序相關聯的。

常常代替大陸一詞而用洲，其實這兩個名稱所包括的概念是不同的。例如，歐亞大陸分爲兩個洲：歐洲與亞洲。但是兩個大陸一南美與北美，却形成一個洲一美洲。大陸不包括島嶼在內，而洲則包括其附近的島嶼。

島嶼的面積是很小的。但也有面積很大的島嶼。特别是格陵蘭島以幅員廣大著名(220萬方公里)，它恰似大陸與島嶼的中間過渡狀態。其他的島嶼，即或是最大的島嶼的面積也是相當小的。新幾內亞79萬方公里，婆羅洲73.4萬方公里，馬達加斯加59萬方公里，巴芬蘭52.2萬方公里，蘇門答臘44萬方公里，大不列顛23.3萬方公里，日本本洲22.8萬方公里以及其他許許多多的小島嶼。所有一切島嶼的總面積約爲一千萬方公里，其中大的島嶼約佔57%，小的島嶼則佔43%。

大陸的面積

歐亞大陸	50.7	百萬方公里
非洲	29.2	〃
北美	20.0	〃
南美	17.6	〃
南極大陸	14.0	〃
澳大利亞	7.6	〃
所有的島嶼	9.9	〃
陸地總面積	149	百萬方公里

洲的面積

歐洲	11.6	百萬方公里
亞洲	41.8	〃
美洲	42.7	〃
非洲	30.0	〃
南極大陸	14.0	〃
澳大利亞及大洋洲	8.9	〃
陸地總面積	149	百萬方公里

在畫着陸地起伏和海洋底部起伏的基本輪廓的地圖上，我們能看到下列非常有趣的情形。大陸沿岸到二百米的深處被或寬或窄的地帶圍繞着。請設想一下，如果海洋水平面只降低了二百米，這時大陸的輪廓必定要有很强烈的變化。那麼歐洲的巴倫支海、白海、波羅的海、亞速海、英吉利海峽等必立刻消失，歐洲的面積也必定要有顯著的增加。愛爾蘭、大不列顛、設得蘭以及其他島嶼必成爲歐

洲的部分。同時亞洲的輪廓也必定有顯著的變化：喀拉海、拉普底夫斯海、東西伯利亞海、楚科特海及白令海的大部分都要成爲陸地，亞洲與美洲也將連結起來，北地島、新西伯利亞羣島、蘭格爾島、庫頁島及其他許多島嶼都將成爲大陸的部分。在東南亞、北美、澳大利亞等地輪廓的變化也將是很大的（參看半球圖）。

現在假設大洋水平面降低了三百米，這時我們發現大陸的輪廓幾乎不再繼續變化。假如大洋水平面降低了1,000米甚至2,000米時，但是大陸的輪廓也不會發生顯著的變化，雖然大陸的面積可能有若干增加，但其輪廓的一般性質仍舊保持原來形狀。

這是什麼意思呢？這就是說，大陸好像凸起的巨大的石塊，十分突出地屹立於平坦的海底表面上。這就是說，大陸的眞實形狀只有當海平面降低了200米的時候才能顯現出來。最後，這就是說，深達200米的海只是大陸的沉浸部分，大陸的基底位於2,000——3,000米甚至4,000米深處。這種情形在任何大陸縱斷面圖中都很易看出。

試取南緯十度的南美橫斷面圖爲例（圖25）。在這一橫斷面圖上能夠很淸楚地看出水面上的大陸與水面下的大陸。位於大洋水平面下的大陸的基底部分，通常叫做陸基。矗立於洋底平面上的陸基的邊緣叫做大陸陡坡。大陸沒於水中的部分叫做大陸淺灘（指海面下200米深處的地帶而言）。

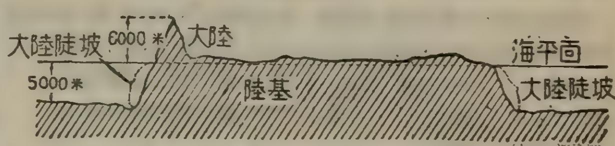


圖25　過南緯10度綫的南美橫斷面

第二章　大　氣　圈

大氣圈的構造和組成

大氣圈的厚度　空氣是一種氣體混合物，它包圍着整個地球，成連續的薄膜。地球的這個空氣薄膜，正如我們已經講過的，叫做大氣圈。空氣隨着距離地面的高度而漸趨稀薄，最後歸於消失。這就是我們為什麼不能精密地確定大氣厚度或大氣高度的原因。

最初企圖科學地計算大氣厚度的是在十二世紀。阿剌伯學者阿里卡貞，根據黃昏時間的長短算出大氣高度為70公里。

如所周知，太陽落到地平綫後，還在很長時間內繼續照耀大氣圈的上層，而生出晚霞與薄暮的現象。假如我們知道在薄暮消失的瞬間太陽射綫與地平面所組成的角度，我們便能計算出大氣的厚度（圖26）。阿里卡貞的方法一直被採用到現在，而且更精密化了，它並且使我們有根據地說在高度約200公里處還有空氣存在。

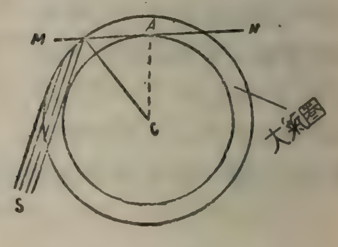


圖26　阿里卡貞法

十九世紀中葉以來（1855年以後）第一次開始在夜空中看到了所謂「夜光雲」〔註〕。這些雲彩的最大高度達到80公里。

大約從那時開始也對隕星或隕石的燃燒的高度進行了觀測。如所周知，隕星是一個固體的小塊，以極快的速度（每秒約50公里）在天空中運動。隕星進入地球的大氣中，由於其極快的速度就壓縮它前面的大氣，因此而劈裂並開始發光。測量的結果證明，隕石在由100到200公里的高處開始發光。

對於極光的高度的觀察，使我們相信在500公里、750公里甚至1,000公里的高處也有大氣存在。

根據現有的見解，極光是太陽放射出來的陰極綫所引起的。陰極綫進入地球大氣圈就使上層空氣發光。只有當氣體非常稀薄、壓力在0.1毫米以下水銀柱的時候才能有這樣的發光現象。極光大抵存在於70到140公里的高度，但如以攝影方法觀測之，那麼便可以在750甚而到1,000公里的高處發現這種極光。

所以，對大氣發光現象的觀測，使我們有根據確信在很高的空中亦有大氣存在，只不過在那裏的密度是非常小的（圖27）。

〔註〕這種夜光雲的性質，直到今天還不能認為已解被闡明了。起初人們以為它是1883年克勝卡圖火山爆發的結果，在該火山爆發時極細碎的火山灰被噴到高空。然而，同樣的雲彩以後曾不止一次地出現過（1908，1909，1917、1932，1933，1936年）。另外也有一種說法，認為它們不是由微塵組成的，而是由水蒸汽的結晶體所組成。這種結晶體也是火山噴發時噴到大氣圈上層的；或者是由宇宙塵埃（隕石崩潰後的生成物）所組成。

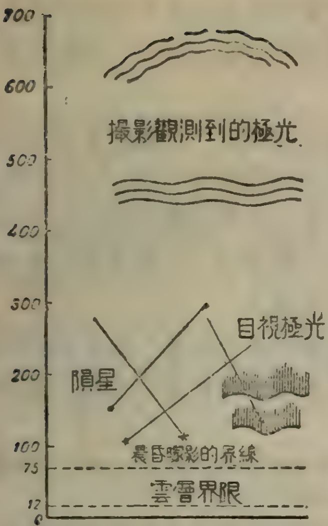


圖27 大氣圈的垂直斷面圖

空氣的密度隨着高度的增加而逐漸減少的程度，可由下表中看出。海平面上的大氣壓力等於760 毫米高的水銀柱。

5 公里高處的大氣壓力約等於		400毫米高的水銀柱	
10	〃	200	〃
20	〃	40	〃
30	〃	6	〃

換一句話說可以這樣表示：由海平面到 5 公里高處的空氣層，約包含大氣所有質量的一半，到10公里高處的空氣層則爲3/4，而到 20 公里高處的則爲9/10。可見，大氣所有質量的絕大部分都集中在10公里高度以下的低層。一切主要氣象現象恰恰都發生在這些最密的層裏，這種氣象現象決定着天氣的變化，並且也顯著地決定着氣候的性質。

對流層與同溫層　對各種不同高度氣溫的直接觀測證明了，温帶地方10－11公里高度以下的溫度，隨着高度而漸漸降低，但是10—11公里以上大氣層的溫度幾乎不變。赤道地方16—17公里高度以下溫度隨高度逐漸降低，而在兩極地方這種現象則在 7—8 公里高度以下。由於上述原因及其他某些特徵把大氣圈在垂直方向上分爲兩部分：下層—對流層，上層—同溫層。對流層的特點是溫度隨高度下降，同溫層的特點是溫度不變。

需要指出，暫時還只能在30—40公里以內的高度對溫度進行直接的研究。至於更高處氣層的溫度，今天還只能用推測來推斷。對於隕石的燃燒現象的觀察，對於聲音在大氣上層發生反應現象的觀察，以及其他的一些材料，使我們想到在50公里以上高處的氣溫可能達25°以上。

大氣圈低層空氣的組成　大氣是由兩種基本氣體混合組成的：氮78%，氧21%（更確切些說，氮78.08%，氧20.95%）。此外，還含有約 1%的中性氣體氬、氦、氖、氪、氙等。這 1%的中性氣體在大氣圈的生活中不起任何重要作用。

大氣圈裏的氮與氧的含量比例是不變的。乍一看來這種情况也許不易理解。實際上，氧是非常活潑的元素。氧時時刻刻都消耗在氧化各種物質上，用於呼吸、燃燒等等。這樣看來，它的數量一定要發生變化了。然而，它的數量幾乎是不變的。氧的含量之所以不變是因爲植物不斷地在補足着空氣裏的氧的減少。如所周知，綠色植物在陽光照射的情形下，具有分解二氧化碳和水、生成碳水化物以及游離出游離的氧的性能。地球上綠色植物的數量是非常多的：其中大部分生於海洋裏。海洋裏的漂浮生物〔註〕集中於水的上層，大約深度達100公尺處；其總面積超過四億方公里。在陸地上綠色植物的數量也相當多。根據現在的見解，大氣中一切游離的氧都是生物體的生活活動的結果。因此大氣裏的氧和氮含量比例也就必定是不變的。

〔註〕漂浮生物——居住於海中、並且被動地隨着水的運動而移動的動植物的總和。

其中含有很少數量的二氧化碳。二氧化碳的數量由於火山噴發過程、燃燒、生物體的生活活動以及其他現象等等關係，而遭受着地方性的變動，因此空氣中二氧化碳的平均量等於0.03%。

二氧化碳的含量容易發生變化。在火山作用強烈的地區，在碳酸泉廣泛分佈的地區，在大量燒煤的工廠地帶，大氣中二氧化碳的數量便會增加，例如，在城市裏二氧化碳的含量不是0.03%，而是0.04%，甚至於更多。海洋表面對於大氣中二氧化碳含量的調整起着巨大作用。在水中二氧化碳多時，二氧化碳就進入空氣裏，而在空氣中二氧化碳多時，二氧化碳就進入水裏。

空氣中水蒸氣的含量很不穩定。水蒸汽由於蒸發而進入空氣、由於凝結而變成水。這種非常複雜並極其重要的過程在大氣圈的生活中具有重大意義，關於這一點我們在以後將詳加說明。

其他雜質還可舉出臭氧、氫、碘、過氧化氫、二氧化硫等等。其混合量的多寡各地不同，例如，氫與有機物的腐爛有關，碘與海有關等等。它們對於大氣圈的生活不起任何重要作用。

除氣體外，還必須提出起源於有機物或無機物的塵埃雜質。具有吸濕性的灰塵微粒，在大氣降水形成雨雪點滴時起着重要作用（爲凝結的核心）。通常灰塵的含量隨着高度的增加而急驟地減少。

游離層 空氣中經常有少量帶陽電或帶陰電的微粒。帶電的固體微粒或液體微粒叫做重游子，而帶電的氣體微粒（由10—30個氣體分子組成）叫做輕游子。游子的存在是空氣之所以能導電的原因，游子愈多，空氣的導電率就愈大。在地面一立方厘米空氣約含有1000輕游子，但隨着高度的增加其數量也就顯著地增加起來。例如，在由90到130與由250到400公里的高處，空氣的導電率已比在地面增加10—12倍。這一强烈游離的大氣上層總稱之爲游離層。游離層反射無綫電波，因之使無綫電波能傳播到很遠的距離。紫外綫和宇宙綫是大氣上層游離的原因，在紫外綫和宇宙綫的影響之下，氣分子分裂成帶電的原子。

太陽輻射

熱源 熱能在大氣圈的生活中具有決定性意義。太陽就是主要的熱能源泉。至於月球和星球的放射熱，對於地球說來是這樣地微少，以至於在實際上並不重視它。地球內部放出相當多的熱能。根據地球物理學者的計算，來自地核的常熱流使地面溫度上昇0.1°。但是這種熱流也是微不足道的，沒有加以特別注意的任何必要。因此，地面所獲得的熱能的唯一源泉，只可以認爲是太陽了。

日光通過大氣圈時，遭遇到若干的變化而向大氣圈放出其一部分熱量。但這種散佈在全大氣圈各層上的熱所產生的效果（溫度上昇）並不很大。只有那些達到地面的日光才使陸面和水面的溫度極其顯著地上昇。陸面和水面是向大氣圈反射太陽熱能的主要源泉。

當日光垂直照射，同時假定沒有大氣存在時，一分鐘內地球表面一方厘米所受的太陽熱量，叫做日照常數。這種日照常數約等於1分鐘內每方厘米平面上受熱2卡路里。這種熱量是非常大的。假如，全部地面覆以35米厚的冰層，那麼這個熱量便能在一年之內使此冰層全部融化。

對於太陽輻射强度所進行的無數次的測定，使我們有根據認爲太陽能在到達地球大氣圈上層之前就已經受了百分之幾的變動。此種變動有週期性的和非週期性的，這一點似乎與太陽本身所發生的過程有關。

此外，由於地球不是沿着圓周而是沿着橢圓軌道圍繞着太陽迴轉的緣故，在一年之內太陽輻射的强度還要週期地發生某些變化。這一變化比較很小，僅僅具有理論上的意義。在地球離太陽最遠時的能量對在最小距離時的能量之比爲100：107，即其兩者之差，完全是微不足道的。

地面的受熱條件 地面的球形狀態使得太陽的放射能在地面上分佈得極不均勻。例如，在春分和秋分（3月21日和9月23日），僅僅在赤道上中午時日光入射角等於90°（圖28），而隨着漸近兩極，入射角就由90°逐漸減少到0°。這樣看來，如果在赤道正午的太陽輻射能量是1，那麼60°緯圈處就是0.5，而在兩極就等於零。

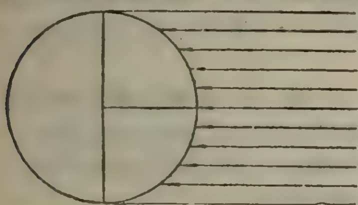


圖28 由於緯度不同日光入射角的變化

當地球處於任何其他位置時，輻射能量的分配情形必將更加複雜。由於地軸向軌道平面傾斜66°.5，所以赤道平面與軌道平面組成23°.5角。這種情況就是說同一緯度上的日光入射角的變化範圍是47°（23.5+23.5），關於這一點可由插圖中清楚看到（圖29）。

不僅日光的入射角隨着季節的改變而變化，就是日照時間也隨着季節的變換而發生變化。如果在熱帶地方一年四季中日長與夜長大致相同時，則在兩極地方恰恰相反，其差是相當大的。例如，在北緯70°處，夏天有65晝夜太陽不落，在北緯80°處134晝夜不落，而在北極有186晝夜不落。由這種情況可以看出，夏至那天（6月22日）北極所受的照射時數比赤道所受的多36%。至於在整個夏季半年，北極所得到的熱與光的總量僅比赤道所得到的少17%。這樣一來，夏天北極地方日照時間的延長就在相當的程度上抵銷了輻射熱量的不足；這一不足是由於日光入射角小而產生的。在冬季半年，則又是完全相反的情景：在同一個北極地方所受的輻射熱量則等於零。結果一年之內北極地方所受到的輻射熱的平均量僅爲赤道所受到的十二分之五。由於上述情形，可知地球各部分由太陽照射所獲得的熱能，是決定於日光的入射角的大小和日照的時間的長短。

如果沒有大氣圈存在，那麼各種不同緯度的地面，在一晝夜之內所獲得的熱量，必如下表所示的情形，數字表示單位厘米上的卡路里數。

緯度	0	20	40	60	90
年平均	880	830	694	500	366
夏至	809	958	1015	1002	1103
冬至	863	624	326	51	0

太陽輻射熱量在地面的這種分佈叫做太陽氣候。我們再說一遍，太陽輻射熱

的分佈情況只是在大氣圈上層界面處才是如此的。

太陽熱能在大氣中的消耗　到現在爲止我們講述了熱在地面分佈的條件，但沒有注意大氣圈這一條件。其實大氣圈在這種情形下是具有很大意義的。太陽光綫通過大氣圈時首先受到散射和吸收。這兩種作用合到一起就顯著地削弱了太陽熱力。

太陽光綫通過大氣圈首先受到散射。散射的生成是由於太陽光綫被空氣分子和空氣中的固體與液體微粒所屈折，所反射，並離開直進路程確實地分散出去。

散射顯著地削弱了太陽的熱能，當水蒸汽特別是灰塵微粒的數量增多時，散射作用和熱量的消耗，同時也就增大起來。在塵埃最多的大城市和沙漠地帶，散射現象削弱光熱的程度達30—45%。

甚至太陽光不能直接照射的物體，也由於反射的關係而得到照耀該物體的日光。

散射也決定着天空本身的顏色。如所周知，白色是由光譜的各種顏色混合組成的。同時我們也知道，短波光綫的色散較大，因此大氣圈主要是阻碍着短波光綫（即紫色的與藍色的）。短波光綫在散光中所佔的這一優勢恰好就使得明潔的天空顯現出淺藍色。

在研究者只有乘同溫層氣球方能達到的由15至20公里的高處，那裏天氣的顏色是黑紫色。從高山的山頂上看，天空顏色是濃藍色，而由地面上看天空的顏色是蔚藍色。這一由黑紫色到淺蔚藍色的變化是受不斷增大的散射作用所決定，起初是黑紫色光綫散射，然後是藍色的和蔚藍色的光綫散射。吸收光綫主要地是水蒸汽和二氧化碳。大部分的水蒸汽是集中在空氣的下層，因此太陽熱的吸收在此處也最大。

正如我們已經講過的，一切光綫都要遭到散射，雖然散射的程度各有不同。長波的紅外綫主要地被大氣圈所吸收。

大氣圈從射向地球的太陽能的總量中約吸收其15%。太陽光熱由於大氣的吸收、散射而發生的削弱，在地球的各個緯度上，都極其不同。這種差別首先是受日光的入射角所決定。當太陽在天頂位置時，日光以最短的路程切斷大氣圈垂直投下。隨着入射角的縮小，日光的路程就加長起來，並且太陽的光熱的削弱也就開始愈益顯著起來。這種情況根據插圖（圖29）和下表可清楚看到。

日光的入射角	90°	50°	30°	10°	0°
太陽光綫通過大氣圈的路程	1	1.30	2.00	5.56	35.4
熱量削弱的程度	25%	31%	44%	80%	100%

氣　　溫

整個大氣圈吸收着巨量的太陽輻射熱，但是大氣圈的溫度因此而上昇的程度却小得很。至於大氣圈的低層，其溫度條件主要是決定於地面的溫度條件。這種情況就使我們首先把注意力放在地面的溫度條件上。陸面和海面的溫度條件是極不相同的。我們先看一下陸面的溫度條件。

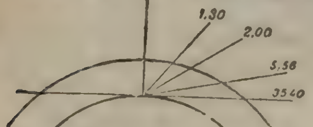


圖29　不同的入射角（由90至和日光通過大氣圈的路程

陸地溫度的昇高　陸面是不同的。一些地方是廣闊的荒野、草原和田地，另一些地方則是森林和沼澤，其他地方又是幾乎完全沒有植物的沙漠。很顯然，地

面溫度昇高的條件，在我們以上所引的各種情形下面，都是遠不相同的。在沒有植物覆蓋着的地面，陸地溫度昇高的條件最爲簡單。讓我們先談一談這一種最簡單的情形。

土壤溫度的昇高 在白天，特別是在夏季，土壤表面的溫度猛烈昇高，在夜裏溫度就迅速降低。這種最大與最小溫度之間的差數叫做日較差。夏季的日較差比冬季的日較差大得多。例如，梯比里斯七月的日較差達 30°，一月的日較差達 10°；熱的一部分由土壤上層傳到空氣裏，一部分傳到位於較深處的土壤層。夜間則相反。溫度的週日變化所到達的深度視土壤傳熱率而定。但是一般地說來，這種深度並不大，約在一米左右。週年變化則透入得非常深。在年較差特別大的溫帶地方，溫度的變化消滅於深度20－30米處。

溫度在地內傳導是相當緩慢的。平均每深一米，溫度變化就晚20－30晝夜。因此，地面上最高溫度是在七月，在深五米處最高溫度則在十二月或一月，而最低溫度却在七月。

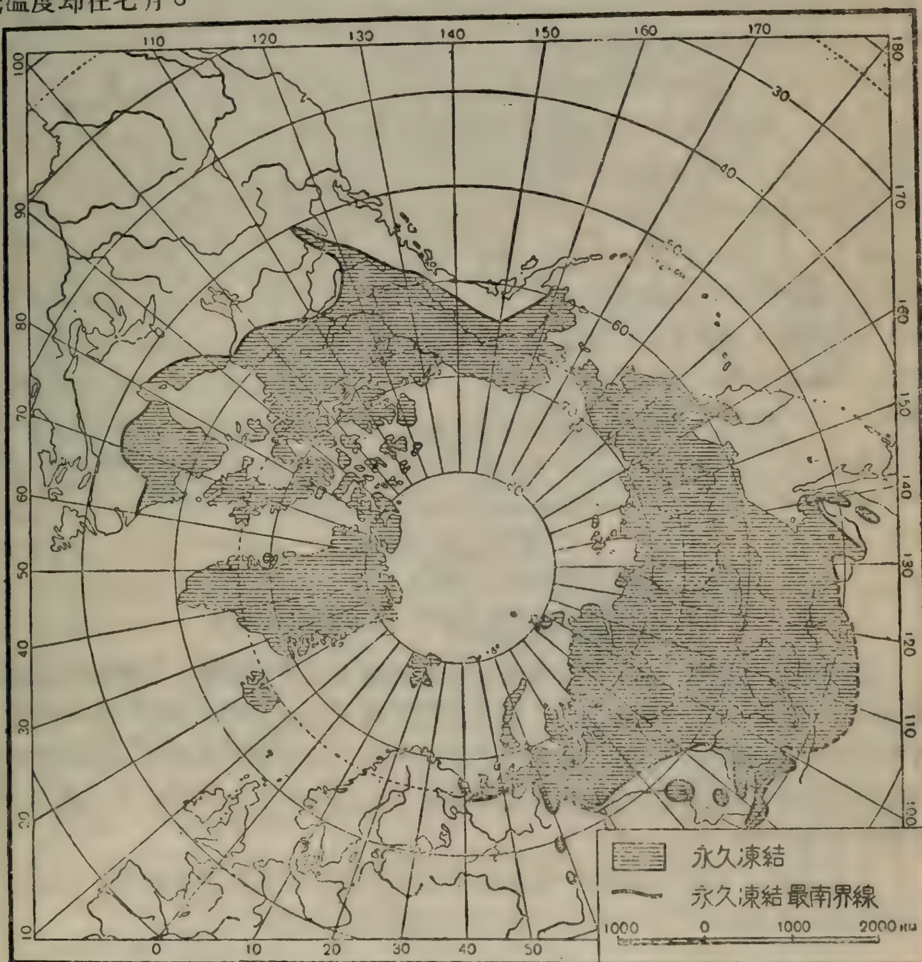


圖30 北半球永久凍結分佈的情況

植物與雪對溫度變化的影響 植物覆蓋着地面造成暗影，因而就減少土壤的受熱。相反地，在夜晚植物就能保護土壤的溫度防止放散。此外，植物還蒸發水分，因之消耗太陽熱能的一部分。結果覆蓋有植物的土壤，白晝溫度升高較少。這一點在森林裏可以特別明顯地觀察到。夏天森林裏的土壤溫度低得多。

雪覆蓋着土壤對於地下溫度也有很大的影響，它依靠其很小的傳熱率保護土壤不受冬天的極度嚴寒。在萊斯諾（靠近列寧格勒）所進行的觀察表明了，沒有雪保護的土壤在二月比被雪覆蓋着的土壤平均冷7°（這一結論是經過十五年的觀察後所得出的）。在個別年份冬季溫度的差達 20°—30°。由同一觀察表明了，沒有雪覆蓋的土壤凍到1.35米深處，但是在雪覆蓋之下的物體的凍結不深於40厘米。

土壤的凍結與永久凍結 關於土壤凍結深度的問題具有很大的實際意義。舉常年凍結對自來水道、貯水池以及其他類似的營造物，就足能說明這一點。在蘇聯歐洲部分的中部地帶凍結的深度變動於1到1.5米之間，在南部地區則在40到50厘米之間。在冬天比較寒冷而且雪覆蓋物又少的西伯利亞東部，凍結達數米之深。在這種情形下，在夏天僅僅地面能來得及融化，但是地面以下的部分則是永久凍結着的，稱之為永久凍結。永久凍結的面積非常廣大（圖30）。在蘇聯（主要是在西伯利亞）永久凍結的面積佔九百萬方公里以上。（圖31）

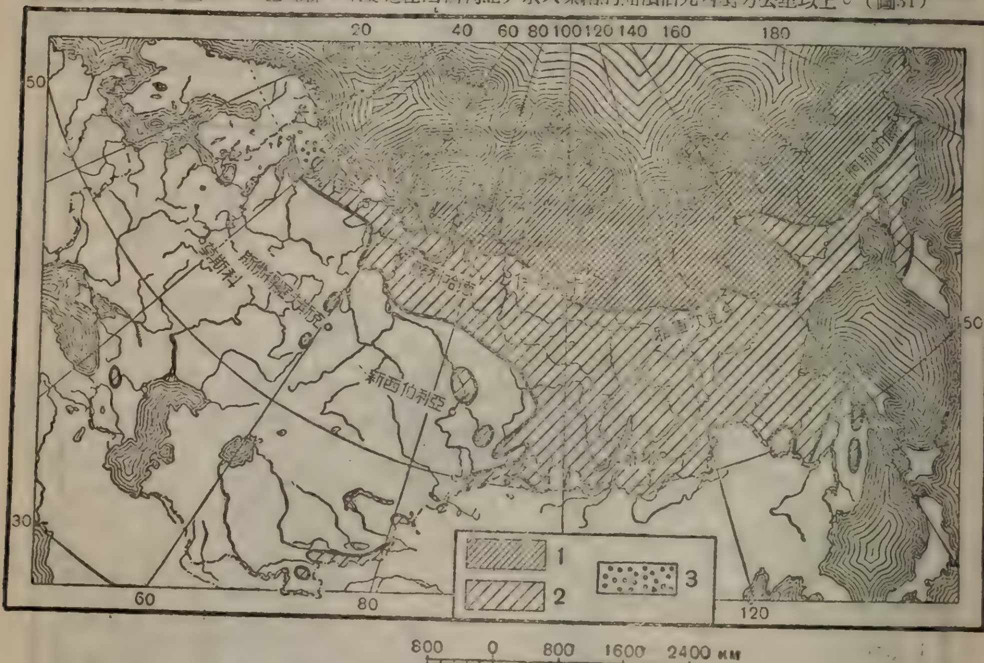


圖31 蘇聯境內永久凍結的分佈情況
1. 連續凍結區
2. 永久凍結中的解凍區（在北部）及解凍土壤（在南部）
3. 泥炭沼澤區的永久凍結。

水面的溫度昇高 水的熱容量比組成陸地的岩石的熱容量大到兩倍。這就是說，在同一條件下，在一定時期內，陸面溫度昇高比水面溫度昇高多一倍。此外，水在溫度昇高而蒸發時，亦同樣消耗大量的熱能。最後必須提出另一個非常重要的阻礙溫度昇高的原因：這是由於傳導和對流而造成的水上層的混合（達 100 甚至 200 米的深度）。

由上述情形可以明顯看出，水面溫度昇高比陸面溫度昇高慢得很多。結果，海面溫度的日較差和年較差比陸面溫度的日較差和年較差少許多倍。

然而由於熱容量大以及發熱深度大，水面所積蓄的熱量却遠較陸面為多。結

果，大洋面的平均温度，根據計算，比全地球平均氣温高三度。

根據以上所述可以明顯看出，海面上氣温昇高的條件和陸地上氣温昇高的條件顯著不同。兩者的區別可簡單敍述如下：

1. 在日較差大的區域（熱帶），夜間海洋温度高於陸地温度，而日間則是相反的現象。
2. 在年較差大的區域（温帶及北極地方），秋冬兩季海面較陸面爲暖，而春夏兩季海面則較陸面爲冷。
3. 海面所得之熱少於陸面，但所保持下來的却多，並且消耗的比較平均。結果海面平均較陸面爲暖。

氣温的日變 地面在夜裏不斷地向外放熱，因而温度漸漸降低。隨着地面温度漸漸降低，空氣下層的温度也漸漸降低。在冬天氣温最低的時候通常是在日出不久之前。當日出時日光射到地面，成非常小的銳角，因之地面温度幾乎不昇高，但是地球仍然向宇宙繼續放熱。隨着太陽漸漸高昇，日光的入射角也逐漸增大，地面所受到的太陽熱量也開始多於地球放熱所消耗的熱量。從這一瞬間開始，首先地面温度開始昇高，接着空氣温度也開始昇高。太陽上昇愈高，入射角就愈大，因之地面和空氣的温度也就愈高。

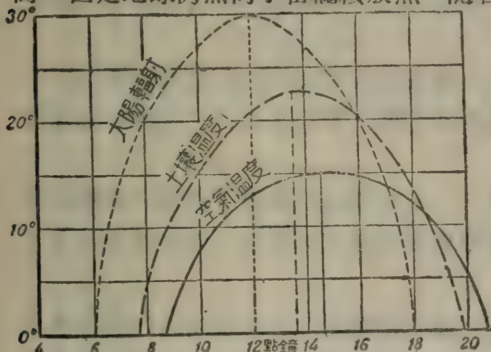


圖32 太陽輻射、土壤温度、空氣温度日變圖

正午以後所受的太陽熱量開始減少，但氣温仍繼續上昇，這是因爲地面放射的熱補足了太陽輻射的減少。然而不久之後，就一定要發生地球反射的熱不能抵補太陽輻射減少的時候。這一瞬間在蘇聯，冬季約在午後兩點左右，而夏季約在午後三點左右。在這一瞬間之後，温度便開始漸漸降低，一直到次晨日出的時候。温度的日變在圖表(圖32)上能看得很清楚。

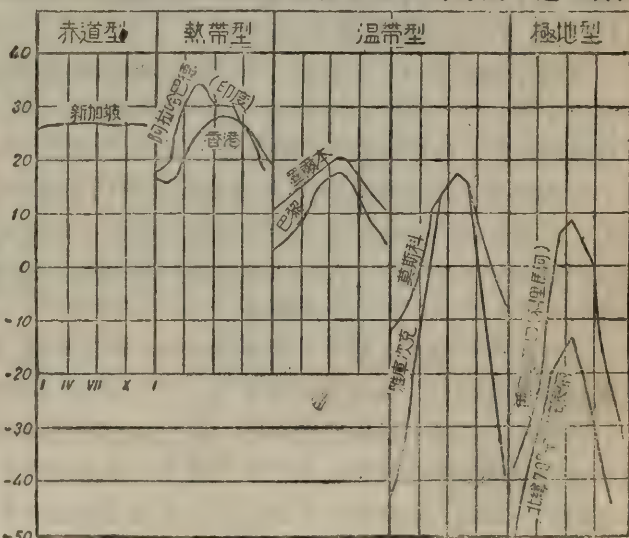


圖33 平均温度的年較差

在地球各個不同的地帶，氣温的日變極不一樣。在海洋，正如已經講述了的，氣温的日較差非常小。在沒有植物的沙漠地帶，日間地面温度昇高達 6 -080°，在夜裏温度

降低到0°。因此，沙漠地帶的日較差達60度或更多。

氣溫的年變　6月末（6月22日）北半球地面獲得最多的太陽熱。七月太陽輻射逐漸減少，但是强烈的太陽輻射和溫度强烈昇高的地面的反射仍足够抵補太陽輻射的減少。結果七月的氣溫比六月爲高。在海岸和在島嶼上，氣溫最高的時期不是在七月，而是在八月。這是因爲水面受熱時間較長，並且熱消耗得較慢的緣故。在冬季大致也是這樣情形。十二月末（十二月二十三日）地面獲得的太陽熱量少，而最低的氣溫是在一月，所受的太陽熱量逐漸增大，但是還不能抵補由於地球反射而消耗的熱量。因此，七月是陸地上最熱的月，而最冷的月是一月。

地球各個部分的氣溫的年變極不相同（圖33）。首先，年變當然決定於地方緯度。依緯度把氣溫的年變分爲四種類型。

1．**赤道型**　赤道型的特點是較差非常小。在大陸的內部較差約爲7°，在沿岸地方約爲3°，在大洋爲1°。最暖和的時期是太陽位於天頂的時候（正午光綫入射角爲90°），而寒冷的季節是在至日的時候。因此，一年之內在這裏有兩次寒暑的變換，但其間之差非常小。

2．**熱帶型**　夏至時太陽的位置最高，而冬至時太陽的位置最低。結果在一年之內，有一次最高溫度時期，一次最低溫度時期。較差亦不大。在沿岸地方較差約爲5°—6°，在內陸地方約爲20°。

3．**溫帶型**　在這裏七月的溫度最高，一月的溫度最低（在南半球恰恰相反）。除冬夏這兩個季節之外，還分出兩個過渡時期：春與秋。年較差非常大：在沿岸地方爲 8°，在內陸地方達40°。

4．**極地型**　它的特徵是冬季時間長，而夏季時間短。在大陸的內部冬季非常寒冷。在沿岸地方較差約爲 20°—25°，在大陸內部約爲60° 以上。可以舉出弗科楊斯克作爲冬季特別寒冷以及年較差特别大的例子，該城一月的平均溫度爲 −51°，七月的平均溫度爲 +15°。

我們仔細研究一下上述每一類型氣溫年變的溫度條件，首先便會發現出，海岸地方與大陸內部溫度的差別很大。這種氣溫之差在很早以前就使我們把氣候分爲兩種類型：海洋氣候與大陸氣候。在緯度相同的地方，夏天陸地比海洋溫度高，冬天陸地比海洋的溫度低。例如，在布列塔尼半島沿岸地方，一月的溫度爲8°，在溫度相同的德國南部一月的溫度爲0°，而在伏爾加下流爲 −8°。當我們把海洋觀測所測得的溫度和大陸觀測所測得的溫度作一個比較時，便發現兩者之差就更大了。例如，在法俄爾羣島（Faroe islands）（爲羅哈威觀測所），最冷月（三月）的平均溫度爲3°，而最熱月的平均溫度爲 11°（七月）。在位於相同緯度的雅庫次克，一月的平均溫度爲 −43°，而七月的平均溫度爲19°。

等溫綫　各種不同的受熱條件，以及地方的緯度和有無海洋的影響，使地面溫度分佈的情形非常複雜。爲了在地圖上表示溫度的分佈情形，把溫度相同的地方連結成一條綫，這種綫叫做等溫綫。由於各觀測所的高度不同（而高度正如我們以後所看到的，對溫度有很大影響），所以通常把某高度的溫度都換成海面的



費爾班克斯
摩爾曼斯克
列寧格勒
新西伯利亞
莫斯科
柏林
倫敦
巴黎
渥太華
舊金山
德黑蘭
開羅
德里
孟買
墨西哥
利馬
里約熱內盧
布宜諾斯艾利斯
聖地牙哥
開普敦
比勒陀利亞
亞的斯亞貝巴
伯斯
雪梨

圖34　一月等溫線



圖35 七月等溫線

溫度〔註〕。通常將月平均及年平均溫度的等溫綫記入圖中。

一月等溫綫及七月等溫綫 一月等溫綫圖及七月等溫綫圖是最明顯的和最具有特徵的溫度分佈圖（圖34，圖35）。

首先我們看一看一月等溫綫圖。在這裏首先映入我們眼簾的是大西洋特別是流向歐洲的墨西哥灣暖流的暖熱影響，以及北半球極地地方與溫帶地方廣大陸地的寒冷影響。在亞洲這種寒冷影響特別大，在亞洲−40°、−44°、−48°的等溫綫成封閉曲綫圍繞着冷極。另外還可以看到，南半球上溫冷地帶的等溫綫由緯度圈方向微微傾斜，這是由於在該地大洋佔優勢的結果。在七月等溫綫上可以看到，在同一緯度上陸地的溫度比大洋的溫度高。

地球的年等溫綫及溫暖地帶 爲了能了解地面年平均溫度分佈的情形，我們使用年等溫綫圖(圖36)。根據年等溫綫圖可以看出，最熱的地方和赤道並不一致。

回歸綫是熱帶與溫帶之間理論上的分界。通常把20°年等溫綫做爲實際的分界，非常明顯地，這和回歸綫不一致。在陸地上，這一分界多半都偏向北極方面，而在大洋上，特別是在寒流的影響下，則偏向赤道方面。

要在寒帶與溫帶之間引一分界則更爲困難。最適合於做寒帶和溫帶之間的分界的，不是年等溫綫，而是七月10°等溫綫。在這一分界以北沒有森林植物，是凍土地帶。這一分界是與北極圈不一致的。這樣看來，地球上最寒冷的地點，也似乎與理論上的極不一致。根據這些年等溫綫圖能夠發現出，北半球任何緯度上的溫度都較南半球相應緯度上的溫度爲高，同時中、高緯度的大陸西岸的溫度比東岸的溫度稍高。

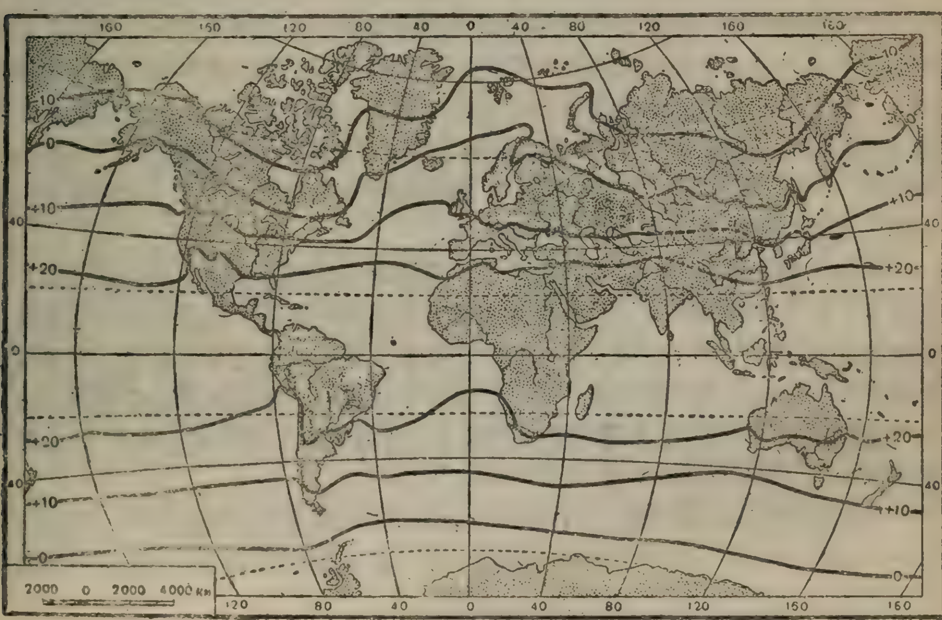


圖36 年等溫綫圖

〔註〕 每高100米溫度平均下降0.5°。

大氣層中溫度的垂直分佈 大氣層溫度的上昇，正如我們已經講過了的，是由於兩種基本原因所造成的。第一種原因是直接吸收太陽輻射和地球輻射，第二種原因是溫度昇高的地面的熱的放散。第一種原因在講太陽輻射那一節時，我們已經充分地闡明了。我們現在就講一下第二種原因。

低層空氣在溫度上昇時，體積逐漸膨脹、密度逐漸減少而向上昇。所產生的垂直氣流（對流）把熱迅速地運送到大氣的上層。然而這個運輸工作（對流）的進行是很複雜的。上昇的溫暖空氣進入到大氣壓力小的高處，體積就逐漸膨脹。在這種膨脹過程中必須消耗熱量，結果空氣的溫度下降。我們在物理上學過了，空氣在上昇時，每上昇 100 米，其溫度約下降一度〔註一〕。

然而，不應該忘記，我們所得出的結論，僅指乾燥的或潮濕的但還沒有**飽和的空氣**而言。飽和空氣在冷卻時，遊離出凝縮了的水蒸汽，放出熱(氣化潛熱)，而此種熱就使空氣的溫度上昇。結果，為水分所飽和了的空氣每上昇 100 米，其溫度不是下降1°，而是大約下降0.5°〔註二〕。

當空氣下降時，則發生相反的過程。在這裏每下降 100 米時，空氣溫度就上昇1°。完全可以理解，空氣的溫度在這裏不起任何作用，因為當溫度上昇時，空氣就逐漸脫離飽和狀態。

如果考慮到空氣的濕度遭受着強烈的變動，那麼大氣低層溫度昇高條件的一切複雜情形也就可以想見了。同樣也很顯然，不去直接觀察而僅從理論上計算，要得出各層大氣溫度的精密數字，暫時還是不可能的。

觀察上層空氣的溫度有各種方法。山地觀測所很有計劃地在進行着這種工作。但是在這裏也仍舊沒有完全不受地面影響的自由大氣的條件。巴黎的愛菲爾塔對於要達到上述目的最為方便。由於塔的結構簡單，就不受塔放射出來的熱的影響，約至 300 米的高處能够進行有系統的觀測。為了研究更高層的空氣使用氣球、風箏以及能飛達 30—40 公里高處的並設有自記裝置的探測氣球（Sounding ballon）。結果便積累了大量的材料，這些材料使我們得出若干（雖然還不够完全的）關於空氣溫度的垂直分佈的概念。

例如，在赤道地方16公里高度以下，空氣的溫度逐漸下降，在溫帶則由10至12公里，在北極地方到 9—10 公里。至於大氣圈的更高層，如前所述，其溫度並不隨高度而變化，亦不微微上昇。我們在學習大氣圈的構造時曾講過，其溫度隨着高度而逐漸減少的下層空氣，叫做**對流層**。對流層上面的層的溫度幾乎不變，這叫做**同溫層**。同溫層和對流層之間還有一個過渡層，其厚度約為 1—2 公里，叫做**對流頂**（Tropopause 或 Substratosphre）。

氣溫的日變量，隨高度減少得相當快。2,000米高處的日變量僅為一度的十分之一。至於年變量，是非常大的。觀測證明，在 3 公里以下地方的溫度年變化逐

〔註一〕 這種過程，總稱之為氣體溫度的斷熱變化。

〔註二〕 潮濕空氣在上昇時，冷却的程度是依產生凝結的溫度與壓力而定。例如，飽和空氣在0°和760毫米大氣壓力時，溫度下降0.6°，在10°時下降0.54°，在20°時下降0.45°等等。

漸減少。然後在高於3公里處，年變量逐漸增加，一直到7—8公里高處，以後又重新減少，一直到15公里。

逆温現象 但是也有這樣的情形，接近地面的下層空氣的温度有時比其上層空氣的温度還低。這種現象叫做逆温現象。這種現象或是由於空氣下面的地面温度强烈降低，或是由於冷氣流向低處運動所致。逆温現象也可能存在於對流層的其他氣層之中。

山地及高原地方的氣温 觀測的結果證明，山地温度隨着高度而減少的程度，一般說來，比普通氣温的減少量大一些（平均100米約爲 0.5—0.6）。在傾斜很急的山坡，温度上昇時，產生極强大的上昇氣流，氣温就因之下降。此外，山谷底部温度强烈上昇，使上下層之間的温度之差增大，致使温度隨着高度迅速減少。夜間則是相反的現象。冷空氣流入山谷底部，而垂直方向的温度的差別就逐漸減少。

冬季，也由於同樣原因（因爲冷氣向下流），山谷底部的温度是最低的。

在冬季長的地方，逆温現象是冬天的一種普通現象。這種普通現象在東部西伯利亞表現得特別明顯，在那裏由於優勢的高壓及無風，在山谷底部過度冷却了的空氣的温度非常低。（絕對最低爲－68°）。

在廣大的高原地方，下層空氣温度上昇的情况和低地地方温度上昇的情况相同。但是由於高原地方的空氣非常稀薄，就使得下層空氣的温度迅速上昇，也迅速降低。因此高原地方的日較差就顯著地大於低地的日較差，而氣温的垂直分佈大致與山地的相同。

大 氣 壓 力

氣壓的變化 大家都知道，大氣作用於大洋水平面的壓力平均等於76厘米（760毫米）水銀柱的壓力，在氣象學上通常以水銀柱高度的毫米數來表示大氣壓力。近年來採用另一種更精密的量度，這種量度是以絕對單位制來表示空氣的壓力。依據挪威地球物理學家畢爾克涅斯（Bjerknes）的提議，把單位方厘米上一百萬達因的壓力作爲標準單位，叫做一巴(Bar)，一巴相當於750毫米水銀柱的壓力。一巴的一千分之一叫做毫巴，簡寫做 mb。因此，一毫米水銀柱的壓力等於1.333毫巴。或一毫巴等於0.75毫米水銀柱的壓力。用毫巴數表示空氣的壓力就更爲精密，在蘇聯從1931年開始在氣象事業方面採用了此種量度〔註〕。

測定大氣壓力，一般是使用水銀氣壓計，關於水銀氣壓計的構造，我們在物理學上已經學過了。在測定壓力大小時要經常訂正温度，因爲在温度上昇時，水銀就要膨脹，刻度也要增大。

〔註〕鑒於1931年以前，甚至以後幾年所出版的書籍和地圖都以毫米爲單位表示壓力，我們就使用一種雙重表示法：一種用毫巴，一種用毫米並括以括弧。

實際上，都利用着訂正表，根據訂正表能够立刻得出所求的值。有時（特別是當旅行時）不能使用水銀氣壓計，只得使用無液氣壓計，只有時時對無液氣壓計加以仔細的檢查，方能得出準確的示度。

還有一種測定大氣壓力的方法，這種方法以水的沸點的變化爲根據。使用一種儀器--沸點測定器。但是，這種儀器還不能提供精密的數字。因此，水銀氣壓計還是最精密和最準確的儀器。

壓力隨着高度的變化 海洋平面的氣壓平均等於1,013毫巴（760毫米）。我們離海洋平面越高，我們頭上的空氣柱就越發減少，因之，大氣壓力也越發減少。在下層壓力隨高度減少得較快，在上層減少得較慢，因爲下層被它上邊的氣層的壓力壓得更形濃密。可以說，如果地方的高度以算術級數增加時，那麼壓力便將以幾何級數減少。例如，在高度約5,500米處，壓力等於海平面壓力的一半，而高度增加一倍時，壓力就成爲海平面壓力的四分之一，而當高度增加兩倍時，壓力就成爲海平面壓力的八分之一。壓力隨高度的這種變化，使我們能藉氣壓計的幫助，測定某一地方的絕對高度和相對高度。

根據氣壓精密地測定高度，需要複雜的計算。實際上常常應用一種特別的表，按此表能得出比較近似的關於高度的數字。下面就是這種簡表的例子。

氣壓計的示度	高度	氣壓計的示度	高度
779.3毫米	－200米	670.5毫米	1070米
760.0〃〃	0〃	629.2〃〃	1500〃
741.2〃〃	200〃	591.6〃〃	2000〃
722.9〃〃	400〃	555.6〃〃	2500〃
705.0〃〃	600〃	522.0〃〃	3000〃
687.6〃〃	800〃	460.6〃〃	4000〃

上表僅適用於溫度爲0°時。爲了使測定更爲精密，要把溫度的訂正值也記入表上。各溫度的訂正值也有表可查。

大氣壓力的變化 大氣壓力如同其他氣象要素一樣，不能是永遠不變的。例如，只要空氣下層溫度上升，壓力便會發生變化。只要冷氣團向暖氣團所佔據着的地區移動，該處的壓力就增加起來，等等。

觀測證明，氣壓的變化有週期性的變化（日變化及年變化）及非週期性的變化。

大氣壓力的日變化與年變化 壓力在一晝夜之內上昇兩次及下降兩次。而這種變化，在赤道及熱帶地方表現得特別顯著和有規律。在這裏最大壓力約在早晨或晚上的9--10點，而最小壓力約在午後或深夜的3--4點。在熱帶日變率達2--3毫米。隨着接近兩極變率就逐漸減少，在南緯和北緯60°上僅僅是一毫米的十分之幾。

大氣壓力日變化的真正原因，今天還沒有被闡明。然而我們有根據認爲它與氣溫的日變化有關。馬爾古列夫所作的複雜的數學計算就得出了這樣的結論。

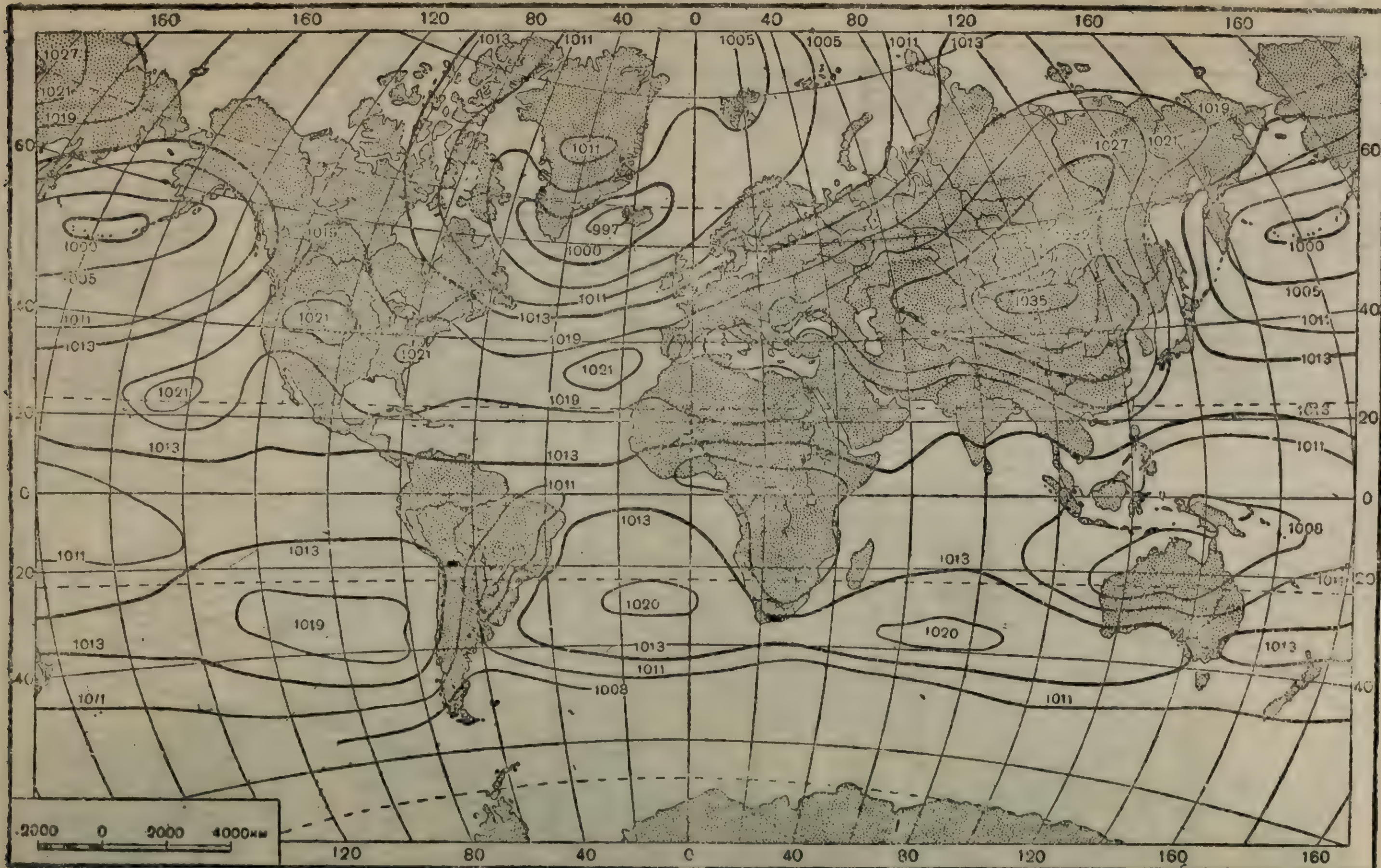


圖37 一月等壓線

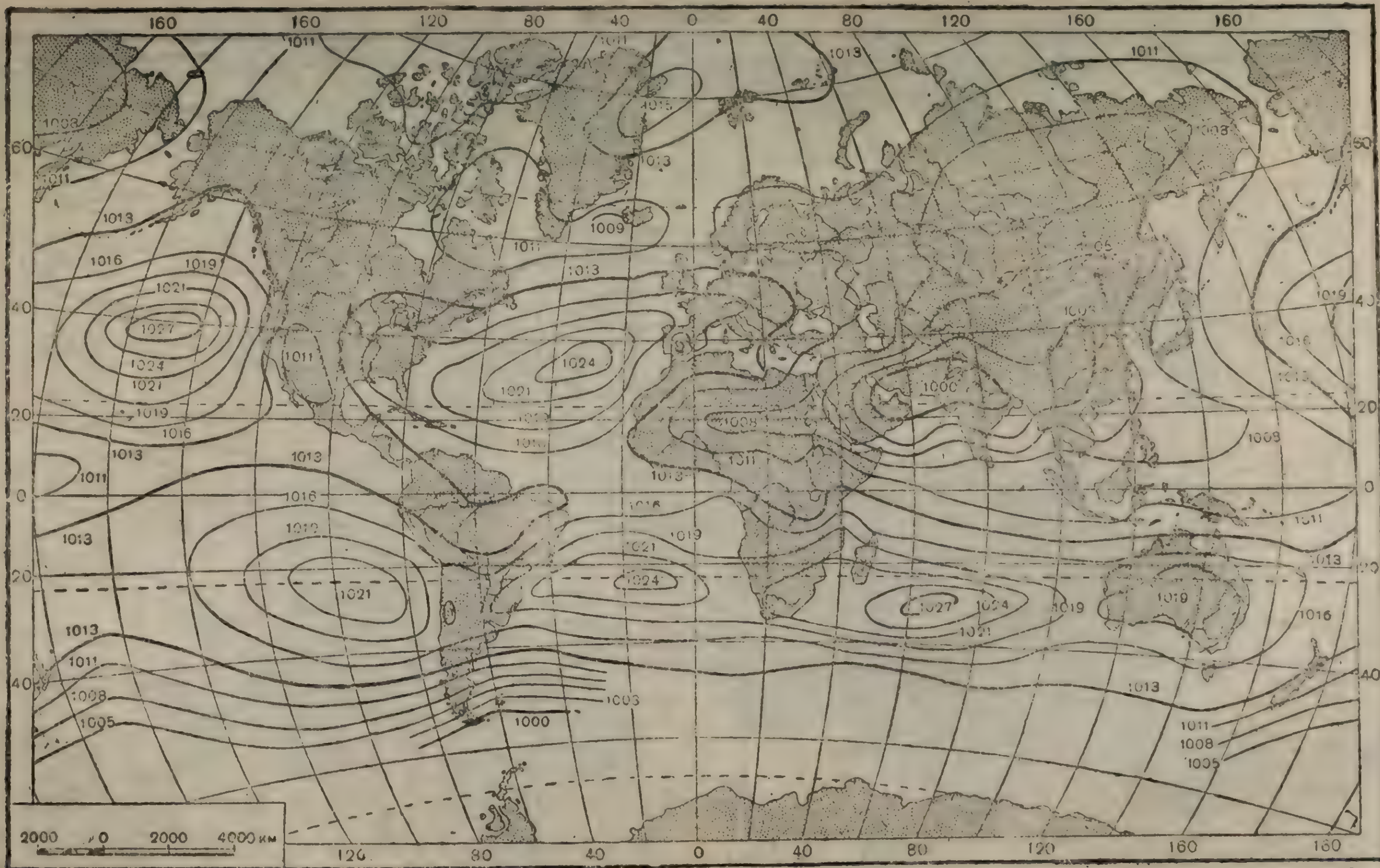


圖38 七月等壓線

大氣壓力的年變化表現得非常明顯。大陸上壓力最高是冬天，最小壓力是在夏天。最高最低壓力在高緯度地方表現得非常顯著，而在赤道地方則最爲微弱。在這裏壓力和溫度之間的聯繫是十分明顯的。冬季氣溫降低及大氣低層密度較大，就創造了產生高壓力的條件，而夏天氣溫昇高就又產生了相反的現象。在沿海岸地區和島嶼上最高壓力多在夏天，而最低壓力多在晚秋。

壓力的地理分佈　欲判斷地面上壓力的分佈情形，利用在研究溫度的地理分佈時所採用的方法，即用等值綫，該綫在這種場合叫做等壓綫。在繪製等壓綫圖時，必須把一切壓力都換算爲海平面的壓力。

我們看一下一月等壓綫圖（圖37）。在圖上可以清晰看見，沿赤道綿延着的低壓帶（達1010毫巴：758毫米），叫做氣壓赤道。高壓帶位於赤道南北30°—35°處(1020毫巴：765毫米；或更多)。在高壓帶以北，北美大陸，特別是亞洲大陸的壓力很高，兩大陸的等壓綫都成同心圓，因而得出大陸內部的壓力極高的概念(1040毫巴：778毫米；或更多)。同時大洋地區的壓力強烈低下，例外的只是高壓帶。

在七月等壓綫圖上（圖38），我們又看到另外一種情形。如果在赤道帶及在亞熱帶，壓力的相互關係亦大致與上圖相類似時，那麼在高緯度地方，這種壓力的相互關係，便成爲相反的情况。此時高壓力區域多半不在大陸，而在大洋。

氣壓區域　等壓綫圖使我們能够分別出許多具有着氣壓特徵的區域。屬於這種區域的首先就有：赤道低壓帶和高壓帶（南，北緯30°—35°）。在後者之中對於西歐天氣有着重大意義的亞速爾高壓(Azore High)值得特別注意。上述這些區域在全年期間內都保持着自己的這種特性（圖37，圖38）。以外的氣壓區域的壓力特點與季節有着密切的關係。這裏首先應該指出的是，主要是在寒冷時期冰島（冰島最低氣壓）以南的低壓區域及阿拉斯加半島以南的此種最低氣壓。冰島最低氣壓具有很大的意義，在那裏常常產生氣旋，以後由西向東穿過全歐洲。

也有在夏天壓力微弱而到冬天變成高壓的區域。亞洲內陸地方（特別是東部西伯利亞）就是這樣的例子。在那裏冬天有一片廣大的高壓區域，相反地在夏天則有很大一片低壓區域。冬天這一區域向四面八方吹送寒冷氣流，在東面與太平洋相連接的區域引起冬季季節風的現象；而夏天情形又完全相反。由於低壓的關係在亞洲內陸發生夏季季節風。

上述氣壓區域的大部分是由於溫度條件所決定的。此種情形由等溫綫圖和等壓綫圖的對照中可以清晰看出。我們曾不止一次地指出過的高壓帶（在南，北緯30°—35°上）是一種例外，這種壓力產生的原因比較複雜。關於這些原因我們在以後研究風的時候再談。

氣壓梯度　要研究風必須確定壓力減少的方向，並且還要確定壓力減少的程度。爲了解決第一個問題就要由已知點向壓力減少方向，在等壓綫上做垂綫。所引垂綫的方向恰好是壓力減少最快的方向。

要解決第二個問題，即確定壓力減少的程度，首先用縮尺由西邊的點向壓力減少的方向截取 AC 子午綫一度之長，使等於111.1公里(圖39)。然後求出AC二點間壓力之差。根據等壓綫圖求出這個壓力之差是極其容易的。假如，每隔5毫巴引一等壓綫，那麼在兩個相鄰等壓綫之間垂直綫AD之長被5除，並以AC乘之，就恰好

得出未知數。假如，AD＝115，一度之長AC則爲111.1公里。由此可見，AC兩點之間壓力之差爲$\frac{5}{AD}\times AC$或$\frac{5\times 111.1}{145}=38$毫巴。這樣一來，切綫的方向及用毫巴數表示的壓力差亦恰好表示出來：壓力是向那一個方向並以怎樣的程度減少。

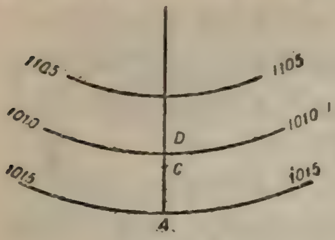


圖 39

沿等壓綫的垂綫，向壓力減少方向，每進一單位距離時，壓力的變化量叫做**氣壓梯度**。它的單位，是採用了午綫的一度之長（111.1 公里）。

壓力梯度的表示法如下。最先寫出壓力差（一度之長的），然後記下壓力的地平方向。例如，如果在上面的例子壓力向 NE（西北）方向逐漸減少，那麼氣壓梯度的完全表示將是3.8毫巴 NE。要更精密地表示地平方向，還要記下度數：3.8N40°E。

風

風速與風向的測定　大量空氣在地平方向上的移動，通常叫做**風**。人們把風吹來的地平方向，確定爲風的方向。爲了表示風的各種方向，把地平分爲三十二個羅盤方位〔註〕，並且採取N（北）、S（南）、E（東）及W（西）爲基本方向，並用簡寫表示一切其它的方向北東（NE）、北北東（NNE）等。爲了能更精密地表示方向，還要添寫上度數，例如，N30°E，即由北向東傾斜 30°。有時（特別是在航空的時候）用風的方位角表示風向，即用風的方向和北方所組成的角的大小來表示。同時以 0°表示北方，以後按時針方向由 0° 到 360°進行計算。爲了確定風向而使用的器具是風信標，其構造非常簡單，以致於不需要我們詳加說明（圖41）。

風具有各種不同的速度。風的速度是以每秒鐘它所行進的米數（即運動點在一秒鐘之內所通過的路程的長）來表示。速度的簡單表示法爲米秒，即風在一秒鐘內行進的米數。

應用蒲福爾氏風力標能夠十分簡單地表示出風速，該風力標把風速從0到12分爲十三級。

蒲氏風級	每　秒　米　數	蒲氏風級	每　秒　米　數
0	0——0.5	7	12.5——15.2
1	0.6——1.7	8	15.3——18.2
2	1.8——3.3	9	18.7——21.5
3	3.4——5.2	10	21.6——25.1
4	5.3——7.4	11	25.2——28.9
5	7.5——9.8	12	29.0　以上
6	9.9——12.4		

根據這些風級可以用目測方法把風速比較確切地確定出來：

〔註〕一個羅盤方位——可視地平圓周的$\frac{1}{32}$。

0——無風，煙直上。
1——軟風，煙柱微斜。
2——輕風，人面感覺有風。
3——微風，樹葉微搖。
4——和風，小枝搖動。
5——清風，大枝搖擺。
6——强風，大樹枝搖動。
7——疾風，搖撼小樹。
8——大風，搖撼大樹，阻攔行人前進。
9——烈風，折毀樹枝。
10——狂風，拔樹。
11——暴風，毀屋成災。
12——颶風，被破壞後呈一片荒涼。

測定風速的器具叫做風速計。大部分的風速計是根據風車的原理製作的。例如，福斯風速計在上面有四個沿同一方向的半球（風杯）（圖40）。這四個風杯以垂直軸爲中心旋轉，同時計量器就標誌出它的旋轉次數。把杯狀風速計暴於風中，而當「半球製風車」得到比較穩定的速度時，就把計量器打開，讓它在一定的時間內精密地計量旋轉次數。根據記有每一風速時的旋轉次數的表，並根據已得出的旋轉次數，就能確定未知的速度。還有更複雜的儀器，此種儀器有自動記錄風向和風速的裝置。相反地，還有極其簡單的儀器，使用這種儀器同時可以確定風向和風力。所有的測候所最爲通用的壓板風力表就可以作爲此種儀器的例子（圖41）。這種壓板風力表是由水平裝置的「指針」所組成，這個指針一端是兩個垂直的金屬薄板，另一端是保持均衡的小球。這個「指針」就是風向儀。但除此之外，裝有測量風速的裝置的垂直軸還固定在指針上。這一儀器非常簡單。它是由金屬薄板組成，這個薄板隨着風向儀的運動，垂直於風之來向。固定在水平軸上的可以移動的薄板，隨着風力的大小傾斜成各種角，角的大小按蒲福爾風力標製成的分度短齒弧測定之。

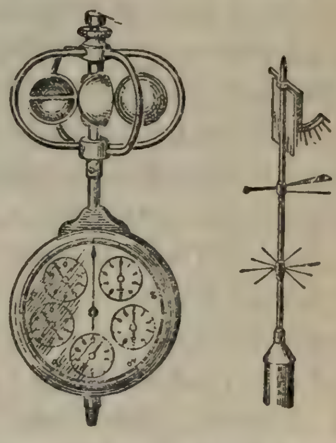


圖40 杯狀風力計　　圖41 壓板風力表

風向觀測記錄的整理 風和大氣的其他現象一樣，也有强烈的變化。因此在這裏我們只能求它的平均量。爲了確定某一時期內風的主要方向而採取以下方法。在八個主要方向或在三十二個羅盤方位上的某一點，按一定比例確定風向頻率（圖42）。在所得出的圖上（叫着風向頻率圖）可以清晰看到佔優勢的風。

風的構造 我們不應該把所有的風想像成爲整個具有同一方向和同一速度的構造相同的氣流。觀測證明，風是一陣一陣地吹動，如同一陣一陣的衝動一樣，

有時靜息，然後又恢復以前的速度。並且風向也發生變化。在較高層空氣處所進行的觀測證明，這種突發性隨着高度的增加而逐漸減少。同時還觀察出，在一年四季內甚而在每天的各個小時內，風的突發性也是不同的。春天風的突發性最大，而在一晝夜中，夜裏風力最弱。同時它也依賴於地面的情形：愈在不平坦的地方，風的突發性愈大，相反地，愈在平坦的地方，風的突發性愈小。



圖42 風向頻率

風的起因 如果在一定區域內大氣的壓力分佈得比較均勻時，則空氣成靜止狀態。但只要某一區域的壓力增加或減少時，空氣就由壓力大的地方向壓力小的地方流動。已經開始的空氣的移動一直繼續到壓力之差減少到平衡狀態時爲止。

在大氣層內幾乎永遠觀察不到大氣的穩定平衡。溫度不同是產生壓力差的主要原因之一。例如，在我們的面前是海面和海岸陸地。白天陸面的溫度比海面的溫度上昇得快。由於這種原因陸地上的下層空氣就比海面上的下層空氣膨脹得快（圖43的Ⅰ）。結果此時在高處就生成由比較溫暖區域向比較寒冷區域運動的氣流（圖43的Ⅱ）。

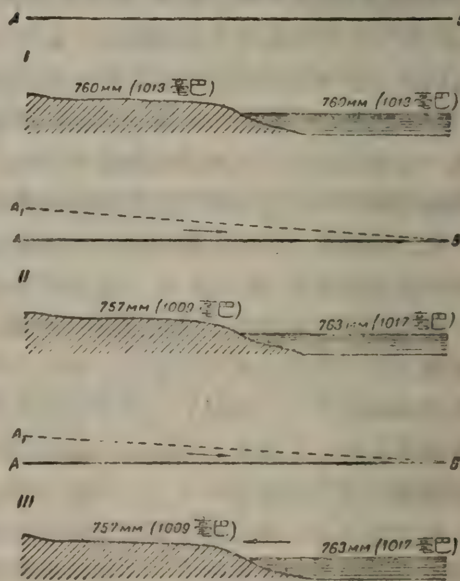


圖43 海陸風的生成

由於一部分空氣由溫暖區域向寒冷區域流動（在高處），就使得寒冷區域的壓力增加起來，而使溫暖區域的壓力減少。結果現在在大氣下層就產生了由寒冷區域向溫暖區域流動的氣流，在我們所講的情形是由海洋向陸地流動(圖43的Ⅲ)。此種氣流通常發生於海岸上或者大湖岸上，叫做海陸風。我們所引的例子是海風。在夜裏則完全是相反的情形。因爲陸面較海面冷卻得快，很快就要比海面顯得更冷。結果在大氣的上層空氣就向大陸方面流動，而在下層向海洋方面流動（陸風）。

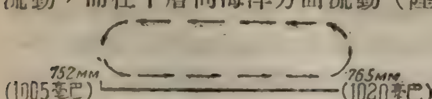


圖44 封閉的循環

空氣在溫暖區域的上昇以及在寒冷區域的下降使上層氣流和下層氣流聯結起來，而造成封閉的循環（圖44）。在這些封閉的循環中路程的垂直部分通常很短，相反地，水平部分能達到非常大的規模。

各種風速的原因　很顯然，風速一定與壓力梯度有關，如果除去由氣壓梯度所產生的力量外，沒有任何其他力量作用於空氣，那麼空氣將作等加速運動。然而，事實並不如此，其所以沒有發生這種情形的原因，是因爲還有許多阻滯空氣運動的條件。這種條件首先便是磨擦。

風速受磨擦的影響而起的變化　磨擦分爲兩種：1) 近地層的空氣與地面之磨擦；2) 運動着的空氣內部自身所產生的磨擦。

前者與地面的情形有直接關係。例如，水面和平坦的草原就決定着最小的磨擦。在這些條件下，風速經常有很大的增加。不平坦的表面給運動中的空氣造成很大的障碍，而使風速減少。都市的大建築及森林更特別强烈地減少着風的速度(圖45)。在森林中所進行的觀察證明了，在距離森林邊緣50米的地方，風速就較最初的速度減弱到60—70%，在100米的地方，減弱到7%，在200米處便已減弱至2—3%。

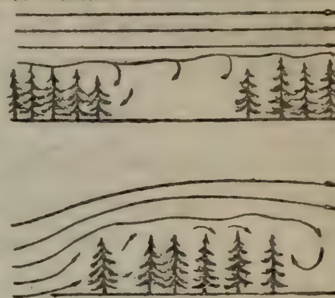


圖45　森林對風的影響

在運動中的空氣鄰層之間所產生的磨擦叫做內側磨擦。內側磨擦使空氣的運動由一個層傳到另外一個層。接近地面的空氣層由於和地面磨擦的結果，產生很大的減速運動。與運動着的下層相接近的上一層，也同樣發生減速運動，但其程度已經很小。再其次的上一層所受到的影響就更小些，結果空氣運動的速度隨着高度漸漸增大。

風向及地球廻轉的偏轉力　關於地球廻轉的偏轉力問題，我們已經講過了。我們曾講過，一切運動着的物體受地球旋轉的影響，在北半球上由其最初的路程向右，在南半球則向左偏轉。並且也講過，偏轉力隨着由赤道向兩極進行時，而逐漸增加。完全可以理解，因壓力差而產生的空氣運動，立刻就開始受到這種偏轉力的影響。這種力本身並不大，但是由於這種力連續作用的結果，最後所得的效果是非常大的。如果沒有磨擦及其他的影響，那麼連續偏轉的結果，風就能劃出一個近於圓周的封閉曲綫〔註〕。但實際上，由於各種原因的影響，並沒有產生此種偏轉。但儘管如此，偏轉仍然是很顯著的。指出貿易風就足够說明這種情况。貿易風的方向，在假定地球不動的情况下，必須與子午綫的方向一致。其實在北半球貿易風的方向是朝東北方，在南半球是朝東方，而在偏轉力更大一些的溫暖地方，風的方向是西，南西（在北半球）。

風由於氣壓梯度而產生的偏轉隨高度而增加。內部磨擦是這種偏轉最主要的原因之一。

風的主要分類　在地面上觀察到的風的種類非常繁多。依照其產生的各種不同原因，可將風分爲三大種類。第一種風的成因是與地方條件有關係，就是所謂地方風。第二種是氣旋及反氣旋。第三種風是大氣周流的一部分。我們開始先考察最簡單的地方風。

海陸風　已爲我們大家所熟悉的海陸風是最普通的地方風的例子。在熱帶及溫帶地方的海岸及大湖岸上，海陸風通常由早晨 9—10點鐘開始，從海洋向陸地吹，並且一直繼續到晚上，這就是所謂海風。夜間（甚至在早晨）則是相反的現

〔註〕 根據計算，這種圓周的半徑，當風速每秒 5 米時，在蘇聯等於50公里。

象：由海岸向海吹，這叫做陸風。海陸風產生的原因，我們已經講過了。隨着地方條件及天氣情況的不同，海陸風有各種不同的性質，但其方向（白天由海洋向陸地吹，夜間由陸地向海洋吹）則保持不變。

海陸風的發生是由於壓力差不十分大，並且只在氣壓梯度很小的地方才能發生。因此，在熱帶地方，海風和陸風表現最爲清楚。

季節風 在一年中的寒冷時期，由於陸地冷却，已如前述，在大陸上面的壓力增加，而在海洋上面的壓力則減少。結果就產生由大陸吹向海洋的風，叫做冬季季節風。在溫暖時期，相反的現象就形成了夏季季節風（圖46）。季節風的起因大致上和海陸風的起因相同，只不過這種風波及更大的地區，並且垂直厚度很大。

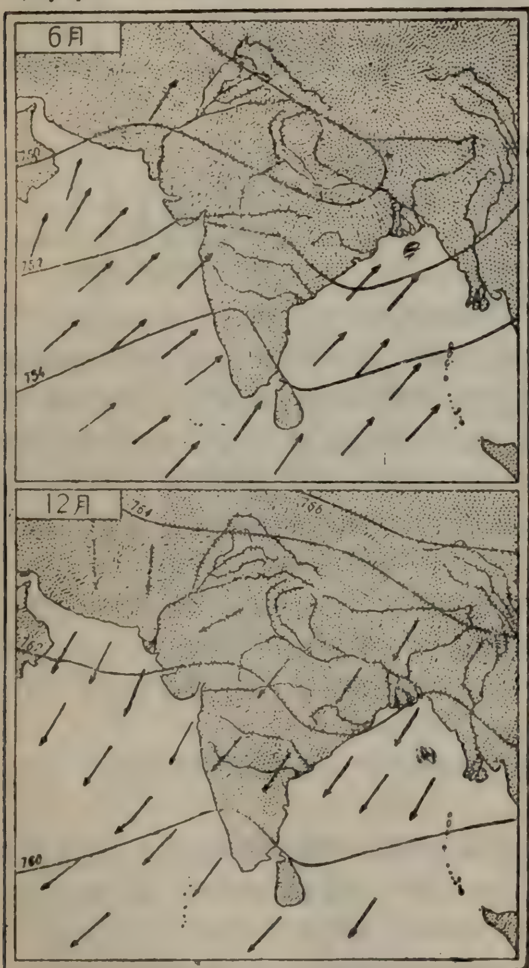


圖46 印度的季節風

季節風對於海岸附近地方的氣候起着很大的影響。亞洲南岸和東南岸（印度、印度支那及遠東）的季節風可作爲季節風最典型的例子。這些季節風的垂直厚度達3—4公里，它們透入大陸深處約在1,000公里以上。季節性的風，在北歐及北亞洲的海岸也能觀察到，但在這些地方由於其他風的影響，這種季節性的風，不是經常很好地表現出來。

山風和谷風 當天氣平穩的時期，白天在早晨9—10點鐘以後到日落止，在山上可以觀察到一種風，此種風從山谷沿山坡向上吹，而夜間則從山坡向谷底吹。

山風與谷風非常相似於陸風與海風。但其形成的原因比較複雜一些。白天谷裏的空氣，比在山頂的空氣溫度上昇得多和膨脹得多。結果在某高度處，在同一水平綫上，谷裏的壓力就比山上的壓力大，並且空氣由谷吹向山頂。在夜裏則是相反的現象（圖47）。

焚風 焚風（或譯熱燥風）（фён）在高山上特別盛行。所謂焚風是一種強烈的疾風，此種風由山上吹下，使氣溫顯著地上昇，並帶來很大的乾燥性。

與山風相反，這種焚風的出現，並不是經常的，並且受着被山岳阻隔的兩個區域的壓力差所決定。

焚風的發生可以如下面這樣解釋：沿着山的一面發生高壓力，而在山的另一面則相反地是强烈的低壓力，在這樣的條件下，空氣越過山岳並向下落降入谷中。越過山岳的空氣最初沿山坡向上昇至很高的地方，同時强烈地冷却起來。空氣的冷却引起水蒸氣的凝結，因此，每上昇100米(按垂直計算)，温度約下降0.5°。假如山脊的相對高度等於1,000米，則越過山脊的空氣的温度將下降5°，在高2,000米時下降10°等等。越過山脊的空氣開始向下落。現在當下落時，不能發生蒸汽的凝結，因爲每下降 100 米時，温度的上昇不是0.5°，而是1°。結果越過1,000米山脊的空氣，使其温度上昇10°，而在山脊高2,000米時，温度上昇20°，這一點也就說明了焚風的高温及其特殊的乾燥性。

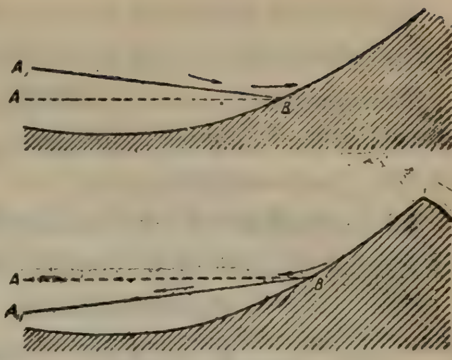


圖17　山風和谷風

此種焚風的現象通常在所有的高山上都有。在蘇聯的高加索、中央亞細亞山地、阿爾泰山、甚至在低的山地上都可以觀察到此種暖熱乾燥的焚風。貝加爾湖東岸和西岸山地的焚風，可作爲後一種情形的例子，在這裏焚風的温度上昇10°—20°或更多。

列風　當山地位於大量寒冷空氣的道路上時，那麼這些山地就如同堤壩一樣阻止着空氣的運動。如果被堰止了的强烈冷却了的空氣越過了山嶺到達谷底，那麼這種空氣的温度上昇很小，並且帶來低温度，這種風在蘇聯的諾伏羅斯克城可以觀察到，這種風叫做列風 (Bora) 。

在某些場合，列風的力量特別大。列風以突發的冷風開始而後轉成暴風雨。同時風揚起沉重的石頭，毀壞房屋的鐵房蓋，掀起高浪，並捲起飛沫。飛沫凍結在船舷上、甲板上、船舶的索具上，而最後能把船舶變成爲一個大冰塊。常常有的船舶由於凍上了沉重的冰塊而翻底犧牲。

這種風可在各個不同地方遇到，並且通常有着各種地方名稱，譬如在法國南部叫做米斯泰爾 (mistral) ，在貝加爾湖叫做薩爾麻 (Сарма) 等。

熱乾燥風　在蘇聯歐洲部分的南方及東南方，把熱而乾燥的風統稱之爲熱乾燥風。熱乾燥風通常帶來高温及很大的乾燥性。此種風的高温不僅僅因爲它是從温暖地區颳來，而主要還由於這種風具有很多塵埃（塵埃微粒在空氣中直接受太陽光照射發熱，因之使空氣的温度顯著上昇）。烏克蘭草原及東南的草原的熱乾燥風，有時速度非常大（每秒達16米），其温度達40度或更多。

認爲熱乾燥風由亞洲的沙漠及半沙漠地帶帶來了熱與乾燥性的這種意見，現代的氣象學家認爲是不對的〔註〕。 熱乾燥風多半與反氣旋或高壓的中心有關。

〔註〕 Л・C・柏爾格著，氣候學基礎。第二版，列寧格勒，1938年，363頁。

熱乾燥風經常伴隨着乾燥塵霧，這種塵霧能繼續保持好幾天。首先出現煙霧（hazy），在某些場合此種煙霧又變成非常濃密的塵霧，以致使太陽變成紅色。

熱乾燥風在地球上許多地方可以觀察到，並有着各種不同的地方名稱：在阿剌伯叫沙漠熱風（Самум），在埃及叫五旬風（Хамсин），在阿爾及利亞叫地中海熱風（Сирокко或Широкко）。

氣旋和反氣旋裏的風　低氣壓區在氣壓圖上表現爲向中心方向壓力逐漸減少的封閉的同心圓形的等壓綫（圖48），此種低壓區叫做氣旋。這種氣旋特別廣泛地分佈於溫帶地方，並對於天氣具有特別重大的意義，我們以後還要不止一次地談到它。目前只敍述一下在氣旋中所產生的各種風。

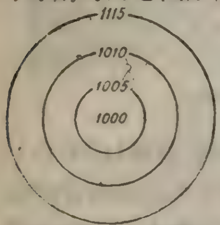
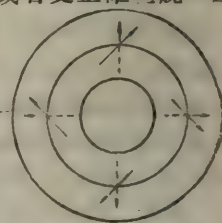


圖48　氣旋的等壓綫

已如前述，在氣旋中最低壓力位於中央。在這種條件下，必然要產生由氣旋的外圍向其中央方向運動的風。然而，由於地球旋轉的緣故，一切向氣旋中央方向運動的風，在北半球向右，在南半球向左偏轉。結果在氣旋中產生循環氣流，或者更正確些說，產生空氣由四周向中心吹的旋風式運動。在北半球此種運動的方向與時針相反，而在南半球則是順時針方向（圖49）。


圖49　氣旋中的風系

與氣旋相反，有一種高氣壓區，同樣在等壓綫圖上也表現爲同心圓形的等壓綫，但是高氣壓中心在中央。此種高氣壓區叫做反氣旋（圖50）。反氣旋裏的風具有相反的方向（圖51）。在反氣旋的中央高氣壓佔優勢，通常是一種平靜無風的天氣。

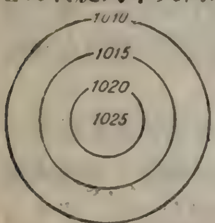
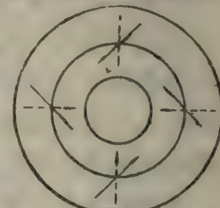


圖50　反氣旋的等壓綫

熱帶氣旋　我們已經談過，氣旋多半是溫帶所特有的。然而，在某些情形下，在熱帶也能觀察到此種現象，而稱之爲熱帶氣旋。熱帶氣旋與溫帶氣旋的區別是前者的範圍狹小（直徑約爲 250 公里）及風的力量大（達12級），以及大量的降水。在熱帶氣旋的中央具有完全平靜的和晴朗的區域，其直徑約爲20公里（「颱風眼」）。進入熱帶氣旋地區的船舶，隨着氣旋的運行，首先遇着響雷、驟雨和極其劇烈的暴風，然後在氣旋的中央，遇到特別平靜及晴朗的天氣，而後又重新是暴風。


圖51　反氣旋中的風系

熱帶氣旋只發生在熱帶海洋的某些一定區域內，一轉入陸地，就很快地停止下來。這種熱帶氣旋在安的列斯羣島地區、阿剌伯灣、孟加拉灣、東南亞沿岸及馬達加斯加島以東的地區最爲著名。

在各個不同的地區，熱帶氣旋也具有着各種不同的地方名稱。例如在中美地區叫做颶風（Hurricane），在北美叫做投內多（Tornado），即小颶風，在亞洲東南岸叫做颱風（Typhoon）。

龍卷風　形狀像由雲端延伸到地面的衣袖一樣的特殊旋風，叫做龍卷風。龍卷風的高度通常不超過1000

米，直徑不超過100米，但其破壞力却非常大。它能吹走房蓋，連根拔掉大樹，並常常毀壞建築物。特別在北美此種風可以經常看到，該處稱爲颶風（Торнадо）。颶風的直徑達到 200—300 米，而其平均運動速度每小時爲10公里。颶風力量之大不僅僅能把人和牲畜，甚而能把建築物颳到空中去。

大氣周流風 由大氣周流而產生的風有：赤道帶的風，貿易風，温帶盛行風及兩極區域的風。

赤道帶的風 赤道地區在全年裏的特徵是氣壓很低及有垂直上昇氣流存在。二者決定於與地面接觸的大氣圈低層温度的强烈上昇。結果，此處主要是風平浪靜及弱而不定的風佔優勢，這一點就使我們有根據把赤道地區叫做無風帶。顯然，由於太陽天頂位置發生週年移動的關係，這一無風帶也隨着移動，夏天由赤道向北，冬天則由赤道向南移動。

貿易風 由無風帶向北或向南，大約從北緯或南緯10°到30°的地區爲貿易風帶。在北半球的貿易風帶，在大氣圈下層颳着穩定的東北風。而在南半球則颳着東南風。在大氣圈上層(8,000米以上）颳着相反方向的風，叫做反貿易風。太平洋的貿易風的特點是它最爲穩定和最爲正常。在大西洋地區這種貿易風也表現得很清楚，而在印度洋的北部，此種風因爲受季節風的影響很大，就表現得不太正常。陸地上大部分的貿易風比較微弱，此點與其說是由於陸面不平所生的摩擦所致，倒不如說是由於陸地受熱的地方條件以及由此產生的風與壓力分佈的特徵所致。

產生貿易風的原因相當複雜，因此也就使得我們要比較詳細地敍述一下這個問題。

在敍述赤道帶（無風帶）的風的性質時，我們曾講過，該處由於地面温度强烈上昇的關係，垂直上昇的氣流佔據着優勢。在這一暖氣流的影響之下對流層下部就膨脹起來，致使對流層上部的平衡破壞，在那裏產生由赤道向北及向南流的氣流。地球旋轉的偏轉力使得對流層上部的氣流，在北半球時向右，在南半球時向左偏轉。上述對流層上部的氣流，叫做反貿易風（圖52）。

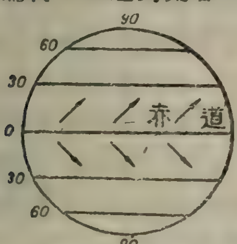
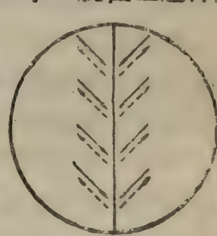


圖52 反貿易風



圖53 高氣壓帶的形成

反貿易風隨着向兩極方向運動的程度，受地球旋轉的影響就愈益顯著地向東偏轉，而最後在20—30緯度附近（兩半球皆同）就取得了由西向東的方向（圖53）。這樣一來，就在上述緯度上產生了一種連續的氣流（來自赤道帶），這一氣流就是我們已經講過的兩個高氣壓帶（南緯或北緯 20—35°）形成的原因。很自然地，從對流層下部的高壓帶而產生的氣流，一部分向赤道方面，一部分向兩極方面運動。因此，在這種情形下，我們暫時只談談貿易風，把我們的注意力放在那些朝向赤道方向的氣流上。這些氣流同樣在地球旋轉的影響下，在北半球向


圖54 貿易風

右傾斜，即向西偏轉，在南半球向左，也即是向西偏轉（圖54）。

在這種情形下就恰好生成貿易風。

溫帶盛行風 在溫帶（特別是在具有廣大陸地的北半球）可以觀察到各種方向的風。然而當仔細研究這些風時就會發現，在北半球西風及西南風佔優勢。在南半球西風和西北風佔優勢（圖55）。

很顯然，那些由高壓帶向兩極地方運動的對流層下部的氣流，就是上述風的起因。同時由於地球旋轉的關係又發生了一定的偏轉，這種偏轉使風具有上述的方向。談到地球溫帶地方的盛行風，我們總要記住這種風要比貿易風弱很多倍。此外溫帶還有其特有的氣旋與反氣旋，關於這一點我們留到以後再講。

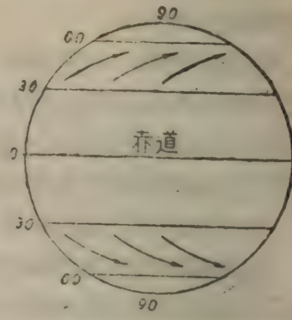
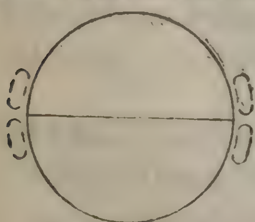


圖55 溫帶盛行風圖

兩極地區的風 在兩極地區測候所非常少，而且分佈疏稀，相互距離遙遠，因此對於風的直接觀察是非常不充分的，我們關於極地的風及壓力分佈情形的結論，根據已經證實過的事實的還很少，必須認為多半是理論上的推測。

在兩極區域佔優勢的必是高氣壓，此種氣壓隨着接近極地而增加。在有這種氣壓存在的情況下，就一定有從極地向赤道方面運動的盛行氣流存在，此種氣流具有着由地球旋轉所引起的一定的偏轉。

大氣周流圈 在分析赤道帶的風、貿易風以及溫帶盛行風等等的起因時，我們一定會發現出它們之間的關係。在狹窄的赤道帶，因地面放熱而溫度上昇了的空氣向上昇，然後向極地方向移動。由於地球旋轉的關係，上述對流層上部的氣流，在緯度 20°—30° 附近採取了由西向東的方向，形成兩個高壓帶。由對流層下部的高壓帶產生的氣流有：向赤道方向的貿易風，向兩極地區的方向的溫帶盛行風。因此，赤道帶的垂直上昇氣流成為反貿易風向兩極方向運動，並且其中的大部分成為下降氣流（在緯度 20°—30° 附近）向下降，成為貿易風流而返回赤道地帶，並在這裏封閉其道路。在非常簡略的垂直大氣圈斷面圖上，赤道與亞熱帶間空氣的此種第一個周流圈就可以這樣表示出來（圖56）。


圖56 赤道與亞熱帶間空氣的周流圈

從對流層下部的亞熱帶高壓帶向兩極方面運動的氣流形成我們已經講過的溫帶盛行風。在比較溫和的溫帶氣團與比較寒冷的冰洋氣團相接觸的地方，較熱的空氣就向上昇。這種空氣成為對流層上層氣流而返回亞熱帶高壓帶。於是便封閉成大氣圈氣流的第二個周流圈（圖57）。


圖57 大氣周流圖

在兩極地方，在對流層下部我們發現了一種向赤道方向吹的風。有一些根據使我們可以認爲，在對流層上部可能有相反方向的盛行氣流。根據它與貿易風和溫帶盛行風相類似這一點，某些著作家認爲在這裏有第三個極地氣流封閉周流圈（圖57）。然而認爲極地空氣周流圈的存在，遠非所有氣象學家的意見。很顯然地，上述大氣周流圖僅僅能反映出所推測的情形，而且又都是非常簡單的。

大氣中的水分

水蒸汽　大氣圈下層空氣經常含有少量的水蒸汽，這些水蒸汽是從地面蒸發得來的。空氣從大洋的表面獲得大量的水蒸汽，從湖、河獲得的較少，而從陸面獲得的更少。大氣圈中的水蒸汽是一種不可見的氣體，這種氣體在某一定情形下凝結，而形成霧與雲以及雨、雪、霰、雹等。大氣中的水蒸汽在地面生活中起着巨大的作用，這一點就自不必多說了。

蒸發　已如前述，水蒸汽是以蒸發的方式進入空氣中。蒸發的速度決定於許多原因，首先是溫度與風。依據觀察，在熱帶一年之內由大洋表面蒸發的水層達三米厚。在空氣比較乾燥和溫暖的沙漠，其蒸發量還要大些（中央亞細亞、阿姆河地區一年之內蒸發量約等於 4 米）。相反的，兩極地方的蒸發量則幾乎是微不足道的。

在蒸發中風的作用是很明顯的。風無時無刻不在帶走那些已經由蒸發而吸收若干水蒸汽的空氣，並不斷帶來新的較乾燥的空氣。根據觀察，甚至每秒鐘行進0.25米的弱風也幾乎能使蒸發量增加兩倍。

在由陸面蒸發時，植物起着重大的作用。觀察證明，被草原植物所覆蓋的地方要比沒有植物的田野〔註〕多蒸發兩倍有餘。森林蒸發的水分更多（幾乎與同一緯度的海洋表面所蒸發的數量相同）。

土壤的性質（疎鬆性、顏色、水分的飽和程度），及地面起伏等在蒸發時亦起着很大的作用。

飽和　空氣僅僅能在一定限度內吸收水蒸汽，超出此種限度後就成爲飽和。如果使飽和的空氣溫度上昇，則它又重新脫離飽和狀態，並重新獲得能夠吸收水蒸汽的性能。相反地，如果使飽和空氣溫度下降，那麼它便成爲過度飽和狀態，在這種情況之下就開始凝結，即過剩的水蒸汽的凝結。如果使未被水蒸汽所飽和的空氣溫度下降，那麼它就漸漸接近於飽和。不飽和空氣進入飽和時的溫度叫做露點。如果冷却到露點的空氣再繼續冷却時，那麼這種空氣也要開始以凝結的方法析出過剩的水蒸汽。很明顯，露點是由空氣濕度的程度來決定的，空氣越濕，到達露點就越快，相反的情形，也是一樣。

綜上所述，可知空氣之吸收與保存各種不同的最大量水蒸汽的性能是直接受

〔註〕 108天內，草原蒸發了274毫米，沒有植物的田野蒸發了83毫米。

溫度的影響。

氣溫度數	大氣在不同溫度下，單位體積內水蒸汽的最大含有量(克/立方米)	大氣在不同壓力下，水蒸汽的最大含有量（毫米）
－30	0.38	0.48
－20	0.94	1.07
－10	2.15	2.36
0	4.57	4.85
10	9.14	9.32
20	17.36	17.11
30	31.51	30.03

絕對濕度　在一定的時間內空氣中水蒸汽的量叫做絕對濕度。絕對濕度以水銀柱高的毫米數表示，或以一立方米空氣的克數表示之。溫度是影響絕對濕度的最重要的因素。然而這一相互依賴關係在某種程度上被陸地與海面的分佈，水、山嶽、高原的存在以及其他原因所破壞。例如，在海邊地方通常絕對濕度就比內陸爲大。雖然如此，由以下的例子中可以看出溫度仍然具有重大的意義。

在庫頁島的庫弗拉綠洲（Oasis），八月的絕對濕度是8.3毫米，九月是11.1毫米，一年之中最低的絕對濕度是4.5—5.5毫米。在兩極地區，甚至在海洋，絕對濕度僅有2—3毫米。冬季在東部西伯利亞，絕對濕度在一毫米以下。這樣看來，絕對濕度的地理分佈與溫度的分佈有着極密切的關係。赤道帶的平均絕對濕度約爲25毫米，熱帶爲20毫米，溫帶地方的七月絕對濕度爲10—12毫米（一月爲5—6毫米），而在兩極地方約爲2—3毫米。

絕對濕度隨着溫度的年變化、月變化、日變化而同時變化。絕對濕度的年變率在熱帶爲2—3毫米，在溫帶爲5—6毫米，而在內陸爲9—10毫米。

絕對濕度隨高度減少。在歐洲從探測氣球上升七十四次的觀察中確定：年平均絕對濕度，在地面上爲6.66毫米；在500米高處爲6.09毫米；1,000米爲4.77毫米；2,000米爲2.62毫米；5,000米爲0.52毫米；10,000米爲0.02毫米。

相對濕度　在許多情形下，不僅僅要知道絕對濕度，並且也要知道該空氣距離飽和狀態有多遠（或換句話說，在到達飽和狀態前還有多少空氣能够吸收水分）。空氣中所含有的水蒸汽的量與空氣在飽和時所必須含有的水蒸汽量的比叫相對濕度。相對濕度通常用百分率表示之，例如，在一定的溫度下空氣的絕對濕度等於8毫米時，在飽和的條件下（在相同溫度條件下），空氣應含有10毫米的水蒸汽，那麼其比爲8：10，如以百分比表示之，恰好等於相對濕度（$\frac{8\times100}{10}=80\%$）。顯然，在溫度變化的一切情況下，相對濕度也同樣發生變化，因爲飽和水蒸汽之新的壓力也將要與一切新的溫度相適應。

相對濕度的概念具有重大的意義。我們大家都知道，飽和空氣在溫度稍微下

降的情况下就立刻開始凝結成水。這樣一來，假如相對濕度接近於 100%，則大氣降水就成爲極其可能的，相反地，在相對濕度小的情形下，大氣降水的希望就很少了。

顯而易見，相對濕度與氣溫間的相互關係是完全相反的。溫度越高，空氣距離飽和狀態就越遠，因而它的相對濕度也就越小。因此在低溫度佔優勢的兩極地方，相對濕度可能最大，而在熱帶可能較少。小的相對濕度可以在亞熱帶的緯度上，特別是在陸地上觀察到。最小相對濕度是在沙漠，那裏年平均相對濕度少於30%。除溫度外，其他的因素也對於相對濕度起着很大的影響。因此這裏沒有像我們在絕對濕度與溫度之間所觀察到的那種密切的相互依賴關係。

相對濕度的年變化也與溫度的年變化相反。在蘇聯境內的大陸內部，相對濕度在冬天最大，而夏天與春天最小。

空氣中水蒸汽的凝結 我們已經講過，空氣中的相對濕度如果達到 100 %，再繼續冷却時，過剩的水蒸汽就析出，成小冰塊或水滴。這一過程稱之爲凝結。凝結有兩種基本原因：1）當空氣與固體物表面相接觸時；2）水蒸汽在自由大氣中的凝結。

空氣中水蒸汽在固體物表面上的凝結 如所周知，比較暖而濕的空氣常常與冷却物體的表面相接觸，此時凝結了的濕氣就沉降在固體物的表面上。屬於這種現象的有：露、霜、霧淞、飛霜、及雨淞（Glazed frost）。

露 露滴的形成是凝結的最簡單的形式之一。日落之後特別是在天氣晴朗時，地面向天空放熱後，很快就冷却下來。尤其是小草、樹葉、細枝以及土壤上層的細粒之類東西冷得更快。空氣一與寒冷物體相接觸就自行冷却，達到露點後，過剩的水蒸汽，就在寒冷物體的表面上生成露滴。其凝露量將直接依空氣的濕度及物體的冷却程度而定。當有微風時凝露量特別大。這是由於風無時無刻不在向冷却物體帶來新的空氣。很顯然，强烈的風所起的作用則是相反的。

霜 如果水蒸汽的沉降發生於零度以下的條件下，那麽這時形成的不是露滴，而是冰結晶體，這種冰結晶體叫做霜。與露相反，霜能繼續保持數天，而在有利的條件下還能增大加厚起來，變成薄冰。

霧淞 如果在寒冷季節時下霧，那麽在電綫上及細樹枝上就有白色疎鬆的冰屑凝結着，這種冰的凝結物總稱之爲霧淞。在嚴寒時期，當空氣中有小冰塊的結晶體時，就在電綫上、樹的針葉上、細樹枝上，形成濃厚的毛柔柔的很易散落的飛霜（Налёт），這些飛霜是由像霜一樣的冰結晶體組成的。這種冰花通常散落到地面上，並且能形成很大的碎冰層或雪層。根據在巴羅夫斯克實驗養林區（中央伏爾加省）所作的觀察，一株高7.6米的松樹在一冬之內生成100多公斤的霧淞。

液體飛霜與固體飛霜 在寒冷季節之後吹起溫暖而濕的風時，在建築物的牆上及光滑的樹幹上出現大量水飛霜有時是冰飛霜。這種現象的原因是很明顯的。冷却了的物體又冷却着空氣，凝結了的濕氣沉降在物體的表面上。在更低的溫度下濕氣就變爲冰。這種作用特別經常出現在山上，在那裏岩石和電綫桿上的冰飛

霜常常達到50厘米。

雨淞 嚴寒之後在土壤的表面、馬路上、房屋的牆上和樹上，常常形成光滑透明的沉降物，這種沉降物非常妨礙交通。這種現象叫做雨淞，或薄冰，它的成因可能是過度冷却了的雨，或一般所說的冰雨。冰雨是空氣低層的溫度顯著地低於落雨的空氣層時生成的。在這種情形下雨滴以過度冷却的狀態落向地面，並立刻凍結。

在某些時候當雨淞降落時形成大量的冰，電綫和樹枝都在這種冰的重壓下折斷。同時在土壤或在雪層上形成爲2—3厘米厚的冰層。

自由大氣內水蒸汽的凝結

凝結的核心 大氣圈各層的空氣由於向上昇而冷却，由於和冷氣流相遇而冷却，同樣也由於向天空放熱而冷却。在這種情形之下，相對濕度就增加起來。最後可能發生過度的飽和，這種過度的飽和就引起凝結現象。但是凝結過程的進行要比我們所想像的稍微複雜一些。研究的結果證明了，爲了要形成最小的滴和冰結晶體，在空氣中必須有固體的、液體的或氣體的微粒，而在這些微粒的周圍就可能開始凝結。在這些最小微粒的周圍開始集結最小的水滴或冰結晶體，這樣的最小微粒叫做凝結的核心。空氣中的微塵通常就是凝結的核心，而在沒有微塵時空氣分子就是凝結的核心。然而在後一種情形下，只有在空氣十分過度飽和的時候才能發生凝結。但也不是一切微塵都能成爲凝結的核心。觀察的結果表明，電氣中性或失掉吸濕性的微粒只有在十分過度飽和的時候才能成爲凝結的核心。相反地，吸濕性大的微粒甚至在相對濕度少於 100%時也能凝結濕氣。在海水飛濺時進入到空氣中的海鹽微粒以及燃燒生成物都具有最大的吸濕性。圍繞每一個這樣的微粒首先形成直徑由 0.05毫米到0.1毫米極小的霧滴，這種霧滴以後合起來成爲很大的雨點。

雲滴及霧滴能在0°以下甚至達—20°的條件下保持液體狀態。但多半在低溫度的時候形成冰結晶體或雪片。

霧 霧是有各種各樣的。在生長着植物的沼澤低地上，早晨及晚上可以常常看到濃厚的接貼地面的霧。在這裏地面放熱和空氣低層溫度下降，結果產生過度飽和，凝結了的濕氣，從空氣中析出，形成霧。早晨在低處的村落，這種霧更爲顯著。炊煙微粒是最活潑的凝結核心，非常有利於霧的形成〔註〕。冬季天氣晴朗時，在高氣壓佔優勢的情形下，下層空氣溫度強烈下降，這就是下霧的原因，這種霧層厚達200—300米。上述這些霧皆屬於輻射霧或放射霧這一種類之內（即由於向天空放熱因而地面冷却所產生的霧）。

〔註〕在工廠密集的大城市的空氣中，燃燒的生成物（灰塵微粒）特別多。在這種城市下霧的時候也很多。倫敦以及其他工業城市都是很好的例子。

霧的第二種類型是與空氣在水平方向上移動有關。如果溫暖而濕的空氣在寒冷地面上運動，那麼這一空氣的下層也將冷却，並且形成霧。這種霧在冬天當開始颳暖而弱的風時最常發生。此種霧稱之爲平流霧，即由於空氣在水平方向移動而產生的霧。

霧的形成常常與水面有關。如果水是溫暖的，而空氣是寒冷的，那麼由水面上升的水蒸汽遇到非常低的溫度，就凝結而成霧。這種霧在秋天及冬初湖與河還未凍結的時候可以觀察到。在海洋此種霧多半產生在暖海流的水面上。

最後，當溫暖而濕的空氣與冷空氣相接觸的時候，也能形成霧。但這種過程多半是在若干高度之上，而在這種情形下所產生的霧我們把它叫做雲。

雲 實際上，雲就是那些產生於自由大氣中某一定高度上的霧。依溫度條件及空氣濕潤的程度，在凝結時能產生各種大小不同的水滴或固體生成物（小冰塊的結晶、雪片、霰、雹）。如我們所講過的，水滴有各種不同的大小，最小的直徑約由0.05毫米到0.1毫米。直徑0.1毫米的水滴就不能繼續保持在空氣裏，而成細雨及小雨點向下降落。較大的雨點是由產生在凝結核心的周圍的小雨滴合成的。固體生成物也是有各種各樣的。最小的是冰針，較大的是雪片，其次是霰（球狀結晶），最後爲雹，其大者如鷄蛋。雲多半由帶有冰結晶體混合物的微小的霧滴所組成。只有上層的雲才有冰針型的結晶。

雲經常處於運動的狀態，雖然在某些時候看來好像不動。首先雲由於其組成要項的重量的影響，就必然要向下降。然而雲常常受氣流的影響時而向上，時而向下，又時而向側方運動。同時這些雲就進入不同的溫度條件與濕度條件之內，

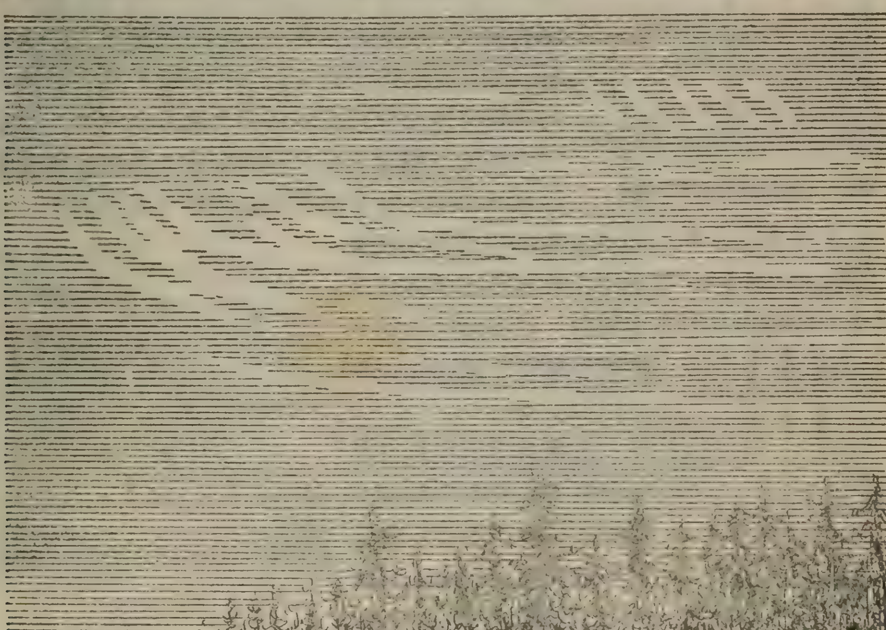


圖8 卷　　雲

因之立刻使雲的構造和形狀發生變化。

雲的形狀 一般地說來，雲的形狀是多種多樣的。然而仔細研究時可以分出三種不同類型。

第一種類型是卷雲(圖58)，根據國際分類法，這種雲通常用拉丁語Cirrus表示。卷雲通常是最高的白色無影的雲。它具有纖細的形狀：纖維狀、捲髮狀、棉屑狀、小球狀等等。卷雲是在對流層的最上層形成的，通常在六千米以上的高度，並且主要地是由冰結晶體所組成。有時這種雲形成薄薄的羽紗形狀，它並不破壞太陽與月亮的輪廓的明潔，但創造出所謂暈，即圍繞太陽與月亮的一種圓圈。第二種類型是積雲Cumulus。夏天春天以及秋天在天氣明朗時可以常常看到它們。具有鮮明白色的圓頂及堆積的形狀，並帶有各種濃淡不勻的黑影。它的底邊通常是水平的。積雲大部分都是輪廓清晰並且成一大塊一大塊的。

積雲的產生主要是與上昇垂直氣流有關。不管這些氣流形成的原因如何，其結果都是相同的。升到上邊的空氣冷却下來，最後水蒸汽在氣流的上部凝結，成巨大朵狀的雲（圖59）。

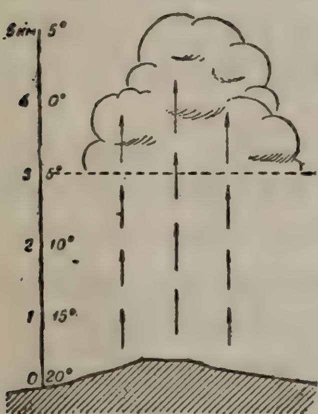


圖59 天氣平靜時積雲的形成

如上所述，上昇垂直氣流產生的原因是有各種各樣的。天氣寂靜晴朗時，地面溫度上昇。溫度上昇的程度視地面的性質而異。朝向太陽的山崗斜坡的溫度，很自然地要上昇得快些，並且由這裏開始最初的溫暖的上昇垂直氣流。沒有植物的田地和草原、草原和森林，以及陸地與海洋溫度的上昇程度都是不同的。由於溫度的不同在一些地方發生上昇垂直氣流，而在另外一些地方却發生下降垂直氣流，這一點也就決定了積雲的多種多樣。顯然，雲的生長強度是直接受空氣中含濕量的影響。在無風的天氣時，積雲具有勻整的塔狀，而在有風時這種形狀的勻整性就會很快地被破壞（圖60）。

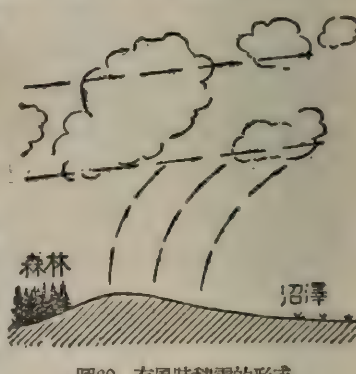


圖60 有風時積雲的形成

如果在高處是相同的或更高的溫度的空氣層時（逆溫現象），則此時上升運動就要停止。同時上升空氣向水平方向飛散，形成新的形狀，其輪廓類似「鐵砧」一樣（圖61）。


圖61 具有「鐵砧」的積雲的頂端

非常强大的垂直上昇氣流形成規模巨大的雲。這種雲的垂直厚度以公里計。以致造成好像羣山重疊與羣塔積聚的形狀，而在高處通常成爲「鐵砧」狀。這些雲多半是雷雨雲，降下

很劇烈的雨，這種雲叫做積雨雲或驟雨雲（Cumulonimbus）（圖62）。

積雲的高度不一：由2,000到6,000米。但也常有更高的時候。

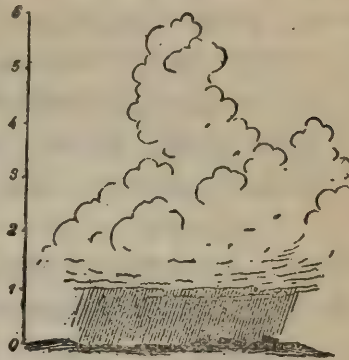


圖62 積雨雲或驟雨雲

第三種類型是層雲（Stratus）。層雲的形狀非常獨特，成水平帶或水平層，全是灰色，或淺藍色（圖63）。高層雲的形狀，像很狹的山嶺或扁平的塊和球，而低層雲是一個全灰色的濃霧層。低層雲通常降雨降雪；其高度通常低於 2,000 米。當發生逆溫現象時（這種逆溫現象使垂直氣流不能再向上升）就生成層雲。當兩個物理性質不同並且近於飽和狀態的水平空氣層相混合時，也能形成層雲。層雲的特徵是它的垂直厚度小。


圖63 層　雲

除了我們所指出的基本形狀外，還有其他的形狀，最多的是複合形狀。其中有波狀雲，它像層雲一樣形成於兩個密度不同和運動速度不同（有時運動方向亦不同）的空氣層的交界上。在交界上形成十分類似於海浪式的空氣波浪。此時水蒸汽在它們各自的邊界凝結，這就決定了波狀雲特有的形狀（圖64）。


圖64 波狀雲

雲的分類 最初是在十九世紀的初葉，試圖在科學基礎上，將雲加以分類。當時把雲分爲三種基本的類型：卷雲、層雲、積雲。以後由於知識的積累，又有可能創造出更正確的分類法。這一分類法把一切的雲按其佔優勢的（主要高度）高度分爲四個族。這四個族又根據其外部特徵分爲10個基本類。我們用羅馬數字表示族，而用阿拉伯數字表示類。

雲的類型

Ⅰ 高雲，通常高度在6,000米以上，屬於七種雲內：

1) 卷 雲——Cirrus(Ci)，

2) 卷積雲——Cirrocumulus(Cc)，

3) 卷層雲——Cirrostratus(Cs)。

Ⅱ 中雲，通常由2,000米到6,000米。

4) 高積雲——Altocumulus(Ac)，

5) 高層雲——Altostratus(As)。

Ⅲ 低雲，通常低於2,000米。

6) 雨層雲——Nimbostratus(Ns)，

7) 層 雲——Stratus(St)，

8) 層積雲——Stratocumulus(Sc)。

Ⅳ 直展雲，此種雲的底邊大抵上在低雲的水平上，而其頂端可能在中雲或甚至高雲處。

9) 積 雲——Cumulus(Cu)，

10) 積雨雲——Cumulonimbus(Cunb)。

高雲族 卷雲(Ci)具有纖維狀的結構，無影。白色，帶有一種絹絲類的光輝。

卷積雲(Cc)，其性質與卷雲一類相似，無影，由單純的白色小片或小球所形成。

中雲族 高積雲(Ac)由扁平的球狀或波浪狀的雲塊所形成的層或若干塊。一部具有暗影。

高層雲(As)爲灰色或淺藍色的纖維狀的或密集的形狀。

低雲族 層積雲(Sc)由灰色扁平的塊或球所形成的一層或若干塊。相當稠密，其間的界綫很難看出。

層雲(St)具有均勻的層，類似霧。

雨層雲(Ns)，其低層全爲灰色，降雨或降雪。

直展雲族 積雲(Cu)是密集的雲，其上層部分形成圓形的穹窿，而其底邊幾乎是水平的。

積雨雲(Cunb)是在垂直方向十分發展的大雲塊，其積雲部分具有山和塔的形狀，而在上層則須展作「鐵砧」狀。

雲量和雲的運動 在觀測時，除確定雲的類型外，還要確定雲量的程度，雲的運動以及運動的方向。雲的數量或簡稱雲量，用肉眼觀測由0到10共分十一級。零是表示全天無雲，一是表示雲約佔天空的十分之一。全天蔽雲，則雲量爲10。

確定雲的運動速度和運動方向時要使用各種各樣的儀器。

雲量的年變和日變 雲量的日變與溫度有關。早晨的最低溫度使相對溫度增大，致使在早晨的時間裏生成霧和層雲。日間的最高溫度引起對流，致形成積雲。這樣一來，在一晝夜之間，有兩次最大雲量——早晨的最大雲量及正午的最大雲量，但這種最大雲量的週期，有時也因爲各地具體情況的不同，在出現時間上，可能有各種不同的改變。

地球各地的雲的年變率極爲不同。在歐洲的平原地區最大的雲量是在冬天，最小雲量是在夏天。相反地，在西伯利亞，最小雲量是在冬天，而最大雲量是在

夏天。在熱帶最大的雲量與太陽的最高位置有關。最小的雲量與太陽的最低位置有關等等。

雲量的地理分佈 在這裏有兩個影響雲量分布的基本因素值得注意。第一個因素是大氣周流，第二個因素是陸地與海洋的分布。幾乎成了這樣一個規則：在高氣壓帶和貿易風帶，當有下降氣流存在時，一般說來，雲量是很小的。這一點在內陸地方表現得最爲明確（沙漠帶）。在高緯度的大洋之上可以觀察到大的雲量，特別是在大陸的西岸，這一點大大地與暖流有關。赤道帶上的雲量稍大，這與旺盛的上升氣流有關。

雲中雨滴的形成 由一種小水滴組成的雲，通常不發生降水現象。而具有不同成分的雲，即含有水滴及結晶的冰塊的雲，却往往降雨降雪。我們大家都知道，水滴之能凝結濕氣，只有在相對濕度不少於 100%時，但結晶冰塊在小的相對溫度下，就凝結濕氣。因此，圍繞結晶冰塊的凝結作用，能發生在不飽和的空氣中，它們並且繼續增加其體積，向下降落。在降落的時候並有水滴與其合併，此種水滴在低溫時凍結在結晶體上而增加其體積。當結晶體落到比較熱的空氣層中時，就形成小雨滴。小雨滴繼續降落時，互相撞碰，合併起來，形成爲更大的雨點。

雨點的降落速度，視其體積的大小而定。例如，根據在實驗室的研究，浮懸着的雨點，其直徑小於0.1毫米者，幾乎不能降落，因爲它的降落速度非常小（直徑0.1毫米的雨滴降落速度每秒鐘0.32米，直徑0.5毫米時，降落速度每秒鐘爲3.5米，直徑1毫米時，降落速度每秒爲4.4米，2.5毫米時爲6.4米，5毫米時爲8米）。直徑5.5毫米以上的雨滴僅能存在數秒鐘，以後因爲它的降落速度太快，而飛濺開來〔註〕。

固體降水的生成 當溫度低於0°時，水滴還要長久地處於過度冷却的、但仍是液體的狀態。然後很快地凍結起來，隨着條件的不同，雨滴就變成雪、霰或雹。

在相對濕度小於 100%時，形成個別的小結晶體，星狀的小雪片。在相對濕度等於 100%時，就形成球形的霰核，以後過度冷却了的水滴與之合併，而形成霰。

當水凍結時，發生放熱現象，由此而得出垂直氣流，在垂直氣流的影響下，已經形成的小霰粒向上升，重新下落，反覆圍轉，結成冰層，而形成雹。

雨量計 使用構造非常簡單的儀器研究降水量，此種儀器叫做雨量計。它是一種圓筒形的鋅製容器，其孔口面積有500方厘米，爲了防止降水的損失（特別是雪），在有風時使用上寬下窄的漏斗式的罩，這種罩削弱當颳風時發生在雨量計之上的旋風（圖65）。使用圓筒形的玻璃管測量落入雨量計中的水量。管的底部面積等於雨量計底部面積的十分之一。

在這些條件之下，雨量計底部的水柱高一毫米時，在玻璃管裏，水柱就高10毫米，這一點使我們能十分精確地測出單位面積降水的量數。

降水量以降水層厚度的毫米數表示之。例如，如果有人說降水30毫米，這就是說在該地地面上降水層厚達30毫米。

等雨量線圖 把降水量相等的點連結成線，這條線叫做等雨量線。這樣一來，便得出月的、季節的、半年的和一年的等雨量線圖。地理學中常常使用後面這三種等雨量線圖。

〔註〕在自然條件下，雨滴降落的速度，似乎多少比所計算的降落速度少些。

降水的地理分布　一般說來，降水量是非常不均衡的。甚至於年平均量也有很大的變化。因此，必須根據許多年間（至少三十五年）觀測所得的材料，才能正確了解平均降水量。此種多年的觀測遠不是各處都已進行了的，因此現有的降水分布圖不能就認爲是精密的東西。

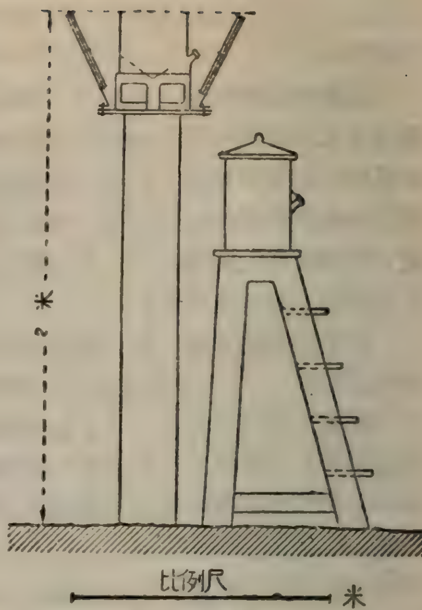


圖65　雨量計

當我們仔細觀察世界降水量圖時就會發現，在對流旺盛的赤道地帶，降水量非常大。在這裏年平均降水量在 1,000 到 2,000毫米之間。

然而由赤道帶向北或向南，降水量就漸漸減少，而在高壓帶最小（少於 250 毫米）。

由亞熱帶高壓區向北，降水量又重新漸漸增加，而在溫帶達到 500—1,000 毫米。隨着漸漸接近兩極地區，降水量又陡然地下降（達300—250毫米）。

此種帶狀分佈的原因是很明顯的。在垂直上昇氣流佔統治的赤道帶，創造了最有利於濕氣凝結及沉降物形成的有利條件。相反地，在垂直下降氣流佔統治的亞熱帶高壓區，對於降水有利的條件是非常少的。在貿易風帶，降水量小的原因也可以理解，因爲在此處，空氣下層向赤道方向，即向較暖和的區域流去。

因爲在溫帶有各種風，特別是氣旋的存在，這就形成一些條件，在這些條件下熱氣團常與冷氣團相接觸，這一點就不能不對降水的形成有所幫助。

在寒帶，低溫佔統治的條件下，空氣中就不能含有很多的濕氣，因此，在寒帶降水量也就不大。

地面起伏對於降水量分佈，特別是對溫帶和熱帶降水量的分佈，起着極其重要的作用。熱而又濕的氣團和山相遇時，就沿着山坡上升，逐漸冷却，而分離出很多的降水。此種例子有：喜馬拉雅山的南部斜坡，該處年平均降水量超過 2,000—3,000毫米，而在某些區域達到10,000毫米，(却拉噴其Cherrapumji 降水量12,000毫米）；巽他羣島、新幾內亞以及其他許多島嶼都是很好的例子。例如，夏威夷羣島中的一個島，年降水量在12,000毫米以上。

季節風地區的降水量非常豐富。夏季節風通常帶有大量的濕氣，而這就成爲降水量大的條件。相反地，冬季節風是乾燥的。雖然冬季乾燥，然而東南亞季節風地區的年平均降水量爲 2,000 毫米。

在蘇聯降水量最豐富的地帶是：高加索的黑海沿岸地帶 1,000—2,000 毫米（巴統地區 2,860 毫米），天山，阿爾泰山，薩揚山等西部山脈的西北山坡等等。

積雪　在極地和高山上一年之中都降雪。在溫帶多半是在冬季降雪，而在熱

帶僅在高山上降雪。結果，在降雪的地方，就有積雪。例如，蘇聯歐洲部分北部積雪平均厚度達80厘米，而在南部地區約爲10厘米。但一般說來，各地積雪的厚度非常不同。

積雪具有非常重要的意義。首先，在溫帶它是冬季裏所積累的濕氣儲存物。並且，積雪又是一種不良導熱體。在冬季它能保護地面不受强烈的寒冷與深凍。積雪融化時，吸收大量的熱，此點對春天的溫度有顯著的影響。最後値得注意的是積雪反射太陽光熱的作用。兩極地區由於反射而損失的熱量非常之大。

天　　氣

研究天氣的任務　在一定時期內，一定地區大氣圈中所發生之各種氣象變化的總合，叫做天氣。天氣的特點是它的易變性。決定天氣的各種氣象變化條件之間都有極密切的關聯。例如，溫度條件影響着壓力的分佈，壓力影響風，風影響降水，降水和壓力影響溫度等等。由以上所述明顯看出，關於天氣的研究，我們必須認識到，這是對於大氣圈中互相關聯而發生的各種主要氣象變化的研究。

研究天氣就是要弄明白，引起某種氣象變化的原因，這些氣象變化的進行情形是怎樣，並且它們互相間是如何影響着。已知在大氣圈中不斷發生的某種變化的原因之後，我們就能推測這種變化本身，也就是預知天氣。

天氣的變化同時發生於許多地方，同時在一個地方所發生的變化也引起另外地方發生變化。例如，某一個地方的氣溫較高，因之產生壓力差，這一點又引起風，不同溫度的氣團相遇，雲和降水的形成等等。所以，在研究天氣時，必須對於在一定時間內，廣大區域中各氣象要素的分佈，有清楚的了解。使用所謂天氣圖能達到這一目的，天氣圖是根據各測候所拍發來的關於天氣的報告而製成的。

天氣圖　天氣圖是用符號記錄一定時間內的天氣狀況。天氣圖所通用的主要符號，我們可以由插圖中看到(圖66)。圖中佔有不大位置的每一個記號，都表示着很多各種不同的材料。例如，小圓圈表示某一個測候所，引向小圓圈的長綫，表示風向；由長綫分開的短綫(箭羽)數，表示風速的等級；小圓圈塗黑的程度，表示雲量的程度；圓圈右邊的數目字，表示壓力。小圓圈左邊的數目字，表示溫度。小圓圈上邊的數目字，表示降水量等等。在同一圖上，我們看到等壓綫、鋒面綫及若干其它符號。每天中央氣象台繪製這樣的天氣圖。將最近幾天的天氣圖比較一下，我們可以看出各氣象因素的作用程度，並在何種方向上發生了變化，以及各地天氣是怎樣變化的。預測天氣的專家，就根據這些天氣圖，作出最近幾日天氣的預見（即預測）。長時間對天氣圖的研究，使我們能更深一層理解大氣圈中所發生的變化。

氣團的概念　空氣的溫度、濕度及其它許多性質，在很大的程度上受空氣停留於該處很長時間的那一部分地面的狀態與性質的影響。例如，北極地方的空氣

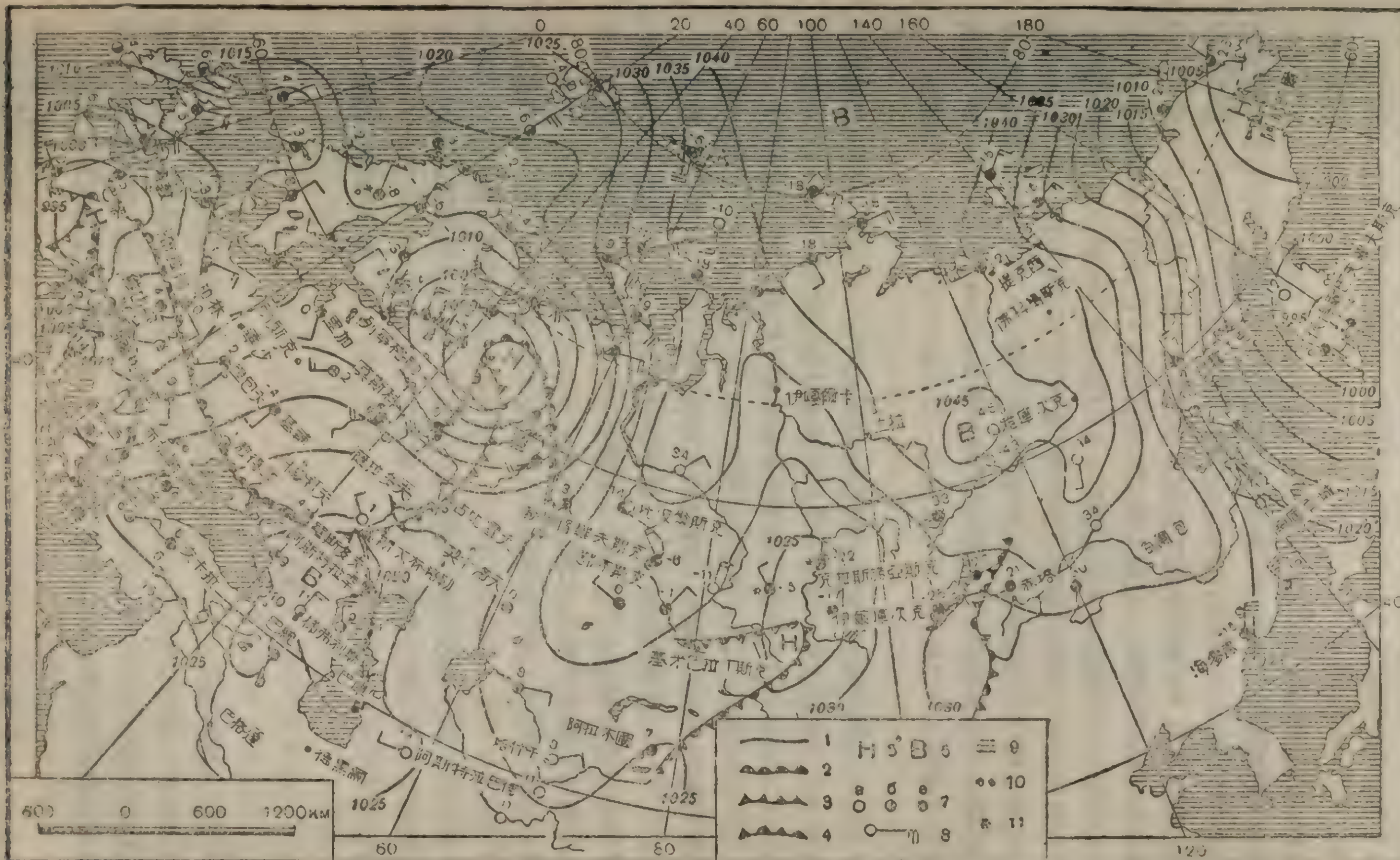


圖66 天氣圖上的氣旋

1. 等壓綫。等壓綫上的數目字表示氣壓的毫巴數。 2. 暖面。 3. 冷面。 4. 錮囚鋒。 5. 低壓區。 6. 高壓區。 7. 天氣狀况：a) 晴天； б) 雲天； в) 陰天。 8. 小圓圈的長綫——風向，矢綫——風力的等級；長羽爲二級，短羽爲一級。小圈旁數目字——氣溫。 9. 霧。 10. 雨。 11. 雪。

的特徵是全年溫度很低。相反地，熱帶的空氣的特徵是全年溫度很高。大西洋北部的空氣在溫度和濕度上和歐亞大陸的空氣完全不同等等 。一切這些既知的事實，驅使我們不僅僅要觀測整個大氣圈，並且也要觀測每個不同地區的空氣。例如，在被人們研究最多的北半球分爲幾個大氣團：

1）冰洋氣團，

2）極地氣團（分極地大陸氣團和極地海洋氣團），

3）熱帶氣團（分熱帶海洋氣團和熱帶大陸氣團），

4）赤道氣團。

冰洋氣團(A) 冰洋氣團是北冰洋的空氣。它的特點是溫度低，壓力高及濕氣含有量小。冰洋氣團侵入大陸恰好形成了氣象學家叫做「寒潮」的嚴寒。寒潮無論在歐洲及在北美洲都廣爲大家所熟知。特別是在蘇聯境內常常可以看到冰洋氣團的侵入。造成這一點的原因，一方面因爲接近北極，而另外一方面因爲有廣大的向北冰洋曝露的低地，例如，沿西部西伯利亞低地的冰洋氣團在3—5天的過程中到達北亞細亞，並在此處使溫度降低至—20°或更低。

如上所述，冰洋氣團的特徵是溫度低，由寒冷緯度向較熱緯度推進時，它自然地就帶來高壓力及晴朗的天氣 ，以及空氣之極端透明 。冰洋氣團侵入蘇聯境內，不僅冬天引起嚴寒，而且在春秋還發生陣寒，這種陣寒對莊稼、果樹園、菜園，都帶來很大的災害。

歐洲的冰洋氣團厚 3—5 公里。但是隨着向南移動，氣團厚度漸漸減小（達1公里)，因此如高加索、喀爾巴阡、阿爾卑斯、比利牛斯等山脈，冰洋氣團是越不過去的。但是在沒有高山的地方(裏海、卡查赫草原)冰洋氣團能透入到亞熱帶。

在北冰洋區域及大陸的北部區域，冰洋氣團的特點是天氣穩定。隨着向南移動的程度，天氣逐漸具有多變化的特徵。近地層空氣溫度的上升引起上昇氣流，引起雲量（Cu 型與 Cunb 型)增加、暴風及驟雨。在蘇聯這種多變的天氣在二月和五月表現得特別劇烈，這時在一天之內甚至在一小時之內天氣要變化數次（由晴天到降驟雨、霰、雪的陰天)，冰洋氣團對於冬、春、秋的天氣有很大的影響。在夏天的後半季由於下層的溫度迅速上昇，冰洋氣團對於天氣的影響不大顯著。

到現在爲止我們所講的冰洋氣團 ，似乎只有一種 。然而實際上當然不是這樣的。甚至在蘇聯境內也必須分爲兩種類型，西部冰洋氣團是比較熱和比較濕的（由於墨西哥灣暖流的影響），東部冰洋氣團是比較乾燥和比較寒冷的，然而這種劃分也是十分粗略的。進一步研究時，我們可以把它分爲更小的區分。

極地氣團(P) 是比較溫暖緯度上的空氣，所以稱爲極地氣團的原因，是因爲它主要地是由冰洋氣團所形成，並僅有一部分爲熱帶氣團所補充。極地氣團之形成通常歸因於冰洋氣團的變形所致。此外極地氣團被以氣旋活動透入到此地的熱帶氣團所補充。極地氣團分爲兩個基本類型：極地海洋氣團和極地大陸氣團。

極地海洋氣團(MP) 生成於溫暖緯度的大洋表面上。它在海洋上空停留很長時期，其下層溫度逐漸上昇，而上層仍保持低溫度。在大洋暖水之上，經過很

長一段路程的結果，極地海洋氣團下層能得到與熱帶氣團相近的溫度。然而，就是在此種條件之下，在上層，極地海洋氣團與熱帶海洋氣團的溫度之差仍是很大的。在冬季極地海洋氣團下層的溫度十分高於極地大陸氣團的溫度。因此，在冬季極地海洋氣團之侵入大陸，立刻就產生猛烈的溫暖及長期的飽和。夏天，則是相反的現象，極地海洋氣團之侵入使氣溫降低。

在蘇聯境內極地海洋氣團來自西邊。同時它越過很長距離的寒冷的陸地，因而使它的性質發生了很大的變化。雖然如此，但它仍然很快地改變着天氣。冬天的蔚藍色天空的確是在幾分鐘之內，就堆滿了碎塊的烏雲。

然後，通常颳來暴風雪，此時氣溫迅速上昇。猛烈變化了的極地海洋氣團在冬季侵入蘇聯的歐洲部分，這是很普通的情形。關於這一問題，我們留在講氣旋時再詳細的說明。

夏天極地海洋氣團，伴隨着高氣壓進到蘇聯的歐洲部分，並形成不穩定的高壓氣流，因此，在夏天極地海洋空氣的大部分給我們帶來十分晴朗的天氣，天空呈深藍色，但隨着垂直氣流的產生和發展，天空就逐漸爲淡淡的積雲所遮滿。

極地大陸氣團（CP） 形成於極圈內的大陸上。它的特點是夏季溫度非常高以及冬季溫度非常低。夏天當空氣從下面暖熱起來的時候，極地大陸氣團就具有易變的氣層，因此也就帶來了不穩定的天氣。冬天恰恰相反，當空氣從下邊冷却時，它的特點便是穩定。

在蘇聯境內，極地大陸氣團大部分是由來自北方的冰洋氣團與來自西北方的極地海洋氣團所形成。在上層還可以看到熱帶氣團的支流。

冬天，與空氣下層冷却的同時，又產生穩定的反氣旋。冰洋氣團由北方的侵入大抵是這種反氣旋的起因。反氣旋在長期靜止狀態下，其下層冷却得特別强烈，並且極地大陸氣團的溫度就顯著地低於冰洋氣團的溫度。楊諾——科里馬地區（—68°）及雅庫次克盆地（—60°）的冬季溫度便是明證。然而，此種低溫僅僅是下層的特徵。上層的溫度高於冰洋氣團的溫度。這一强烈的逆溫現象，對於冬季極地大陸氣團來說是非常獨特的。根據上述情形可以明顯看出，冬天在陸地上邊的極地大陸氣團是比較穩定的，或者表現爲晴朗的天氣，或者是微弱的雲量與霧。在西伯利亞的冬季，這種氣團的特色是特別地穩定。

相反地，夏季的極地大陸氣團的下層溫度非常高，這是受了地面溫度强烈上昇的影響的結果。根據觀測，夏天的極地大陸氣團下層的溫度，僅僅稍低於熱帶氣團。引起强烈垂直氣流的土壤溫度的强烈上昇，不僅僅成爲形成積雲的原因，而且也成爲形成大的雷雨的原因。

熱帶氣團（T） 在亞熱帶緯度上所形成的氣團叫做熱帶氣團。熱帶氣團正像極地氣團一樣，分爲熱帶海洋氣團及熱帶大陸氣團。

熱帶海洋氣團（mT） 來到歐洲的熱帶海洋氣團，或在大西洋亞熱帶地區（亞速爾羣島地區）形成，或在地中海地區的亞熱帶形成。熱帶海洋氣團往往由大西洋奔向西歐，而來到蘇聯歐洲部分境界內的，幾乎都是由地中海地區來的。

所有這些來到歐洲的氣團，無論冬天還是夏天其特點都是溫度非常高、濕度非常大以及具有顯著的穩定性。熱帶海洋氣團的能見度的顯著不良，首先是因為濕度大的原因（霧和小雨頻繁），其次因為大量的塵埃所致（非洲沙漠的影響）。

熱帶大陸氣團（Cr） 來到歐洲的熱帶大陸氣團，是在北非、小亞細亞及巴爾幹的南部形成。此外，東歐境內的大量的熱帶大陸氣團是來自中央亞細亞。最後，夏天在蘇聯歐洲部分境內南部，熱帶大陸氣團的一部分由大陸極地氣團所形成。熱帶大陸氣團也以溫度高、濕度大和灰塵多為其特色。

熱帶海洋氣團和熱帶大陸氣團，都帶來大量的降水。

赤道氣團（E） 是季節風與貿易風在赤道帶發生了變化而成的氣團。這種赤道氣團不能達到蘇聯境內。

以上所舉的每一種氣團，又都分解為第二級的氣團，今天關於這種氣團的研究還不够透澈。在今後我們所有的討論中，將僅僅談到上述的幾種大氣團，其規模在水平方向以幾千里來計算。

界面（鋒） 在兩個互相接觸的氣團之間，經常有一種或寬或窄的過渡帶。有時過渡帶非常狹窄，致使互相接觸的氣團之間，產生特殊的相互作用（交綏吞併），這種相互作用，表現為比較激烈的天氣變化。這種發生天氣激變的狹窄的過渡帶，叫做界面（鋒）。

氣團通常都不處於平靜狀態，多半是在移動着。隨着氣團的移動，界面跟着移動。當暖氣團迫近冷氣團區域時，就產生所謂暖面。當發生相反運動時，便產生所謂冷面。這兩種面各引起完全不同的氣象變化，並帶來各種不同的天氣。

我們分別地詳述一下每種界面的情形。

暖面 當暖氣團向冷氣團方向移動時，比較輕的暖氣團就向冷氣團接近。此時，冷氣團停留在低處，變薄，成楔形，而暖氣團沿冷氣楔的緩斜坡滑動上升（圖67）。暖氣團隨着上昇的程度而冷却起來，凝結而析出一部分水蒸汽。上昇最高的暖氣團前端到達正溫度的境界以上，同時在上層析出大氣水分，形成冰結晶體，而在下層則形成水滴。因此，在暖面前緣通常出現卷雲，而在界面的地帶比較有程序地按次出現卷層雲、高層雲、雨層雲。後者降水。

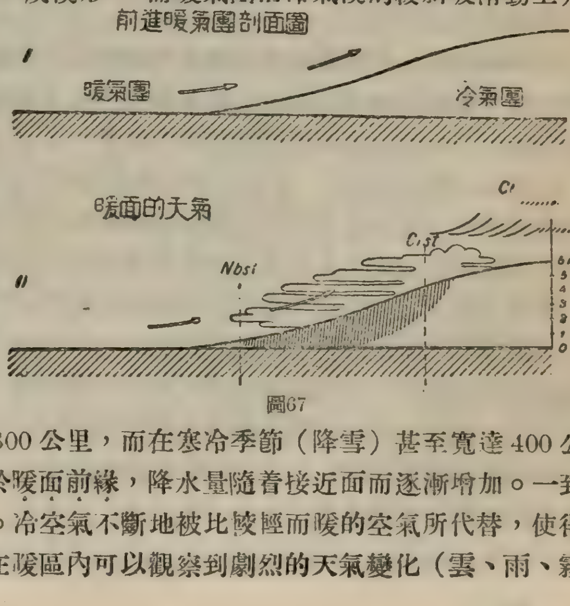


圖67

暖面的降水地帶寬達300公里，而在寒冷季節（降雪）甚至寬達400公里。更確切些說，降水地帶位於暖面前緣，降水量隨着接近面而逐漸增加。一到界面極綫，降水多半就停止了。冷空氣不斷地被比較輕而暖的空氣所代替，使得壓力下降及風力加强。一般地在暖區內可以觀察到劇烈的天氣變化（雲、雨、霧

、能見度惡劣等）。

很少有這樣的時候，即當暖空氣非常乾燥時，在暖面可能不降水。越過大山脈的焚風可作為這樣的例子。

冷面　比較重而冷的空氣成鈍角形式的楔，向暖氣團的區域接近，並將暖氣團抬高到自己的上邊。在這些條件下，在界面的前緣就產生颮風（Squall）（圖98）。有時，（在夏天當温差很大時）這些颮風有時發生很大的破壞力量，並造成災禍。這種風對於航空是非常危險的，但是，如果氣象觀測工作作的好，這種風是很容易預測出來的。迅速上升的暖氣流立刻形成濃密的雲「浪」和暴風驟雨。降水區域的寬度是變化不定的。有時，特別是在冬天，冷面不降水，甚而沒有雲（因為空氣乾燥及温度差較小的原因）。

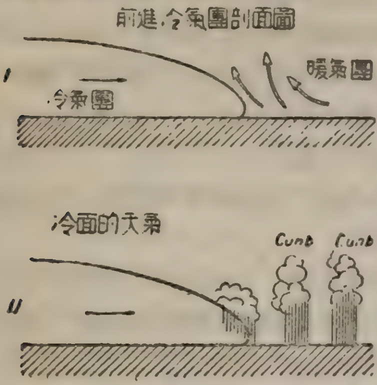


圖68

冷面的特點是壓力猛烈上昇、温度下降、絕對温度小及能見度良好。界面前緣的特點是壓力變化快、有颮風、雲的迅速形成以及雨水（有時是驟雨性質的雨）的迅速降下。

界面擾亂　界面通常是曲綫。然而在理論上我們可以把它想像為直綫的。而這一點就大大地幫助我們理解那些界面的發展和擾亂現象的產生。我們設想有這樣一種直綫的界面，在它的兩邊的氣流都具有相同的力和平行於面綫的相同的方向。在我們所取的條件下，界面將是靜止的，也就是說不改變自己的位置。然而在自然界中這種靜止狀態幾乎是永遠不會有的。往往界面的兩邊的壓力和氣流的分布是不一樣的，因此在界面上發生各種不同的變化，這種變化叫作界面擾亂，或者叫做界面的發展。

界面擾亂的初級形式是界面的波動，這種波動在以後的發展中，常常引起氣旋及反氣旋的形成。

界面的波　在界面的波狀擾亂的條件下，它的每個部分與分布在它兩邊的氣團一起，常常移動，時而向北，時而向南〔註〕。這種波狀的振動沿界面向暖氣團方向突進常達千百公里。但這種波動的結果，界面的一般位置，基本上是不變的。

界面的波狀擾亂，起因於形成界面的不同氣團的密度和速度的不同。界面的波狀擾亂，畫在天氣圖上，很像波狀彎曲的綫條，暖氣團的尖端突入北方，冷氣團的尖端則突入南方（圖69）。向北運動的暖氣團的端峯，可以叫做波峯，而向南移動的冷氣團的端峯則叫做波間低處或波谷。由所舉的略圖（圖69）可以明顯看出，在波峯前面的界面部分有着暖面的性質（風由西北向東南吹），而在波尾的界面部分具有冷面的性質（風由西南向東北吹）。


圖69　界面波

〔註〕大家都認為，冷氣團在北方、暖氣團在南方，是界面的最標準位置。

北半球的界面波經常向暖氣團方向運動。引起波狀前進的動力是由兩個分力合成的。第一個分力是界面波本身的移動，這個移動的平均速度大約每秒鐘10米（每秒鐘在由2到20米之間）。第二個分力是沿着界面掀起的波浪式的氣流。顯然，當界面兩側的氣流的方向相同時，界面波的前進速度將是最大的（每小時達80—100公里，而在某些時候更多）。顯然，當界面波沿着界面由西向東移動時，同時就能帶來與之相應的天氣變化。我們知道了界面的位置和界面波的前進速度，就能夠求出關於預測最近幾日天氣狀況的確實材料。

氣旋 界面波有兩種：穩定波及不穩定波。前者沿着界面移動，振幅並不增大，最後息止。相反地，後者一面增加振幅，一面創造着形成氣旋的條件。

正如我們已經知道了的，有着封閉的同心圓式的等壓綫及在中央壓力最低的低壓區叫做氣旋。在對流層裏任何的這種低壓區都能引起複雜的力學的運動過程，並且是一種最顯著的界面擾亂。

氣旋的產生與發展 不穩定界面波沿着界面移動，逐漸增加自己的振幅。最後，失掉了均衡狀態的界面，已不能恢復它以前的狀態了。遠遠向北前進了的波峯，漸次形成爲氣旋。

氣旋的發展分爲幾個階段。

1. 向北運動的界面波，給北方帶來大量的溫暖空氣，在這些溫暖空氣的後邊，跟來冷氣團。結果在原先的基本界面以北，即在移動來的暖氣團區域內，形成低壓區，並開始產生與時針方向相反的循環氣流。在已造成的條件，在前進的波浪中生成暖面和冷面（圖70的a）。這樣一來，就產生了一個十分明顯的、但還是年青的氣旋。這種氣旋的界面還未和基本界面分開，年青的氣旋的暖面表現得特別清楚。在這裏溫暖氣團向寒冷氣團接近，滑動上升，並在界面前方有着廣大的降水地帶（圖73）。年青的氣旋前進速度較界面波動的速度稍小。氣旋的第一階段通常不能繼續到二十四小時以上。

2. 基本界面的波動的振幅漸漸增加，而氣旋的暖區逐漸收縮起來。從前位於氣旋後部的冷氣團現在向南和向東移動，縮小着界面，侵蝕着暖區而愈益佔據着大的面積（圖70的б及в）。



圖70 氣旋的發展階段（由界面波動到錮囚）。

3. 最後，氣旋的暖面與冷面匯合起來，在氣旋中生成與時針方向相反的旋轉運動。此時氣旋控制下的地面就不再有暖氣團，因爲它全部被擠到更高的氣層裏去了（圖71）。這是氣旋發展的第三階段（即最後階段），叫做氣旋的錮囚

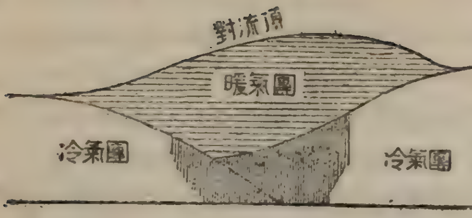


圖71 錮囚狀態的氣旋垂直剖面圖（暖氣團被擠離地面騰上高空，溫度下降而降水）。

(Occlusion) 時期。由冷氣團與熱氣團結合而形成的界面叫做錮囚面（Front occluded)（圖70的乙）。以後暖氣團比較均勻地位於冷氣團之上，就恢復了平衡狀態，氣旋的擾亂也跟着停止了。由於氣旋擾亂的結果，從前在東西方向上運動的氣團獲得了多少向北偏轉的新運動。總而言之，從前在界面以南，地面附近的暖氣團轉到界面以北的空氣的上層，這便是大氣周流的一個主要環節。

氣旋發展的幾個主要階段，由插圖（圖70）中可以清楚看出。

氣旋族 氣旋很少是單獨產生的。通常是連續發生，每個氣旋，雖然也在同一方向上運動，但經常要比前一氣旋偏南一些。產生這種現象的原因是因爲每個錮囚氣旋在後來總成爲冷氣團的一部分，結果冷氣團的南界以及界面都漸漸向南移動。然而這種移動，並不是無止境的。當極地氣團達到高氣壓帶時，它的活動就宣告結束了。連續發生的許多氣旋叫做氣旋族（圖72）。氣旋族的平均壽命（由第一個氣旋出現開始一直到最後的一個氣旋）大約爲 5—6 天。一年之內通過西歐的氣旋族數，據統計約有60—65次。

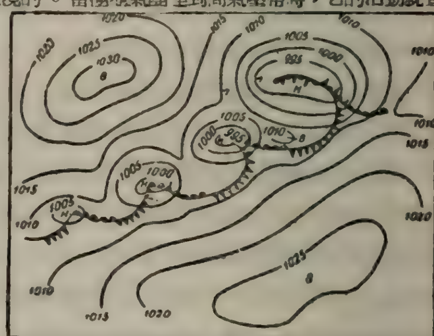


圖72 氣 旋 族

由於氣旋的關係透入南方的極地氣團，在那裏與亞熱帶的反氣旋相混合，溫度上昇，變爲熱帶氣團。在北方，在以前的界面的地方產生新的界面，同時又產生許多新的界面波和界面擾亂。

上述界面擾亂過程和氣旋發展過程的情形，必須認爲只是一個非常粗略的介紹，事實上發生在大氣圈裏的過程更爲複雜，種類更爲繁多。並且必須指出，關於它們的性質現在還不能認爲是研究透澈了。

氣旋中的天氣狀態 我們把發生在熱帶氣團與極地氣團之間的界面上的年青氣旋的構造和其範圍內的天氣狀態拿來分析一下。溫暖的熱帶氣團成舌狀向北突進，偏向東北。最低氣壓通常與暖區的波峯相一致（圖 73 上），並且它與氣旋區的氣壓相比較，要少15—20毫巴。氣流成旋風狀地（與時針方向相反）分布在最小壓力點的周圍。氣旋一般的盛行運動，是向東北方向的運動。

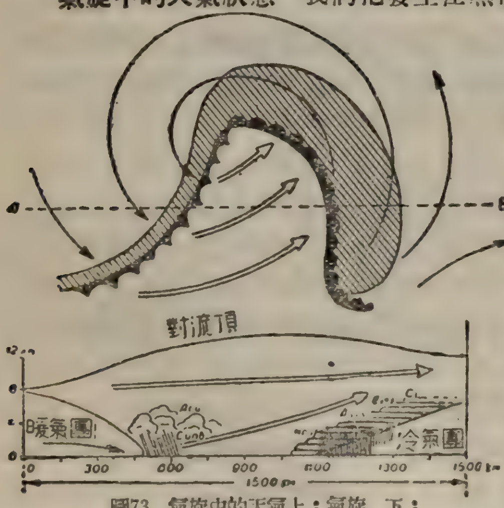


圖73 氣旋中的天氣上：氣旋 下：該氣旋沿AB綫的垂直剖面圖

暖氣團的尖端，或如氣象學所說氣旋的暖區，三方面圍以暖面綫與冷面綫。暖面，如前所述，圍着暖區的上部及右側，而冷面圍着左側。在前

進的暖面之前，氣團以滑動方式沿傾斜緩的冷氣團的低坡向上昇，溫度下降，創造出大氣圈濕氣凝結的條件（圖73下）。結果在暖面的前邊形成了一個比較安寧並且時間較長、範圍較寬的降水帶（霪雨帶）。廣大的雲帶（達 500 公里）比霪雨帶先出現，在那裏漸次（由降水帶開始）出現的雲，先是雨層雲（Sn），而後是高層雲（As），最後卷層雲（Cs）。後者離界面有700公里，往往成爲氣旋到來的先兆（大約在一晝夜內，視氣旋運動的速度而定）。這樣一來，繼續研究氣旋的觀測者，首先看到高懸天空的卷雲，並發現氣壓計的示度開始下降。觀測者按照卷雲的運動（注意風的偏轉法則）就能了解行將到來的氣旋的方向，從而也就能了解最近幾日內天氣的情況。

在卷雲和卷層雲之後，天空爲高層雲所蔽，高層雲逐漸密集變成爲雨雲。以後開始下雨（或者冬天下雪），這種雨或雪隨着氣旋的運動速度漸漸加强，並能繼續很長時期（因爲降雨地帶的寬度，正如已經講過了的，約爲300公里，而雪爲 400 公里）。

隨着界面的漸漸接近，雨雲就越來越往低處下降，同時雨也加劇起來。然後，雨相當迅速地中止下來，雲消霧散，出現明朗溫和的天氣。天氣的劇烈變化是與界面迅速掠過觀察點的速度有關。換句話說，熱帶氣團及其所含有的一切性質代替以往存在於此地的極地氣團，就是雨停、天空快晴及溫度上昇的原因。

現在我們研究一下從西邊及西北方包圍暖區的冷面。在這裏颳着北風及西北風，帶來寒冷的極地氣團。當冷面通過時，壓力劇烈上昇，溫度猛烈下降，刮起猛烈的、有時帶有颱風性質的陣風。同樣在這裏也很快地形成濃密的積雨雲（Cunb），並且降落暫短的但是猛烈的、往往帶有驟雨性質的雨（這個降水帶的寬度通常不超過 70—100 公里）。在冷面之後常常是晴朗的天氣，天空中的淺藍色逐漸增加；能見度（空氣的透明度）驟然增大。所有這些現象都表示着熱帶氣團爲極地氣團所交換的劇烈變化。在產生於極地氣團與冰洋氣團之間的界面上，氣旋擾亂的性質在基本上是一樣的。新氣旋中的天氣的分布，在所引用的天氣圖上（圖66）能很好地看到。

反氣旋　反氣旋，與氣旋相反，是具有封閉的同心圓式的等壓綫，而在中心部分是壓力最大的高壓區。反氣旋的特點是水平壓力梯度小，因而高壓區內部的風力也弱。

反氣旋中風的方向，與氣旋中的風向相反，也就是說是順時針的方向。在反氣旋中下降氣流很發達，因之使空氣離開飽和狀態，這也就是反氣旋區內晴朗天氣佔優勢的原因。在反氣旋中陰天是比較稀少的。陰天與形成反氣旋的氣團的含濕量以及溫度有關。假如反氣旋的氣團從海上吹來（極地海洋氣團），這種比較溫暖和比較濕潤的海洋氣團，受陸地的影響必然逐漸冷却，就能帶來陰天。至於由冰洋氣團或極地大陸氣團所形成的反氣旋，它們則與此相反，幾乎經常具有着晴朗的天氣。

所有反氣旋的特點都是在它的中央部分沒有界面。

反氣旋有幾種類型：

1. 屬於同一氣旋族的各氣旋間的高壓區。這種高壓區，大抵產生在冷氣團的內部，並且是沒有封閉等壓綫的高壓脊的形式。然而它們也常常成爲比較密集的具有封閉的等壓綫的形式。這種孤立的反氣旋的規模通常並不很大。（它們不超過普通氣旋的大小並且運動得相當快）。

2. 氣旋區後方的反氣旋。一般說來，它們與第一類相似，但更爲孤立，並且幾乎是永遠具有着封閉的等壓綫（圖72）。這種反氣旋很少游動，近於穩定，這一點使它們類似於不動型的反氣旋。

3. 由冰洋氣團或陸地氣團所形成的存在期間很長很少運動的反氣旋。這種反氣旋的規模相當大，並且它的存在期間往往不是以日計，而是以週來計算。有時這些反氣旋的起源是來自季節風（在寒冷的陸地上）。通常季節期高壓區被剛才我們所講過的第二種類型的穩定反氣旋所「補充」。此種反氣旋的面積可能是相當大的。冬天達到最大的發展，並且在穩定的反氣旋的中心，壓力常達1,060毫巴或更多。夏天穩定的反氣旋具有不規則的形狀。它們的特點是中心處壓力上昇很小，並且有時祇是廣大的無梯度的微高壓帶。

4. 亞熱帶的海洋反氣旋。其存在是起因於大氣環流，由溫帶來的第二種類型反氣旋的侵入以及發生在環流圈中的某些其他原因所造成。

反氣旋運動的速度 作爲界面氣旋間高壓脊的反氣旋，以及封閉着氣旋族的反氣旋，和氣旋一同運動，實際說來，它們有着大致相等的速度。根據計算，這一速度平均每小時等於27公里，在我們的觀察之中最大速度每小時等於30公里。在反氣旋穩定的條件下，其速度强烈地減少。穩定了的氣旋往往爲時長久地停留在原位上。

反氣旋中的天氣狀況 反氣旋中的天氣，無論是在冬天或夏天，它們都完全和氣旋中的天氣相反。穩定的高壓力作用於四週，致使氣流由反氣旋中心向邊緣吹送並作順時針方向的旋轉（圖51）。當反氣旋的等壓綫成卵形時，氣流就不是由點分散出來，而是由沿卵形之長軸通過反氣旋中的綫分散出來的。由這一綫開始，流向相反的方向運動。一般地說來，反氣旋中的氣流比氣旋中的氣流簡單很多。

由西歐通過頓河和伏爾加河下流、經過卡查赫斯坦延伸到貝加爾南部的這一雄偉的高壓帶，可以作爲反氣旋延伸發展最典型的例子。氣候學家瓦耶克夫認爲它是分風綫，把它叫作瓦耶克夫軸。風由這軸分向南北兩方吹出。這些由中央向四圍行進的氣流決定着下降氣流的形成，這種氣流又是反氣旋所特有的晴朗的和乾燥的天氣的原因。冬天當反氣旋最發達的時候，晴朗的及透明的空氣幫助了熱的放射，並造成了寒冷。在反氣旋的邊緣，冷氣團與比較溫暖的氣團相遇，在冬天就形成了廣大的霧區。夏天穩定的反氣旋由於空氣晴朗而溫度上昇，並且有着穩定的炎熱的和乾燥的天氣。

氣　　候

什麼叫氣候 Климат（氣候）一詞來自希臘文。按俄文的意思是「傾斜」。古希臘人認爲，每一地方的氣候完全決定於該地的地理緯度，或者換句話說，決定於太陽離地平的高度及日照時間。現在我們大家都知道，氣候不僅僅是決定於太陽的高度及日照時間，而且也受組成整個自然地理條件總合體的原因所限制（陸地、海洋及地面起伏的影響）。因此，現在氣候的定義是更爲複雜，因而就不能說氣候的定義已是相當明確和完滿無缺。根據一些學者的意見，所謂氣候是各種氣

象現象的平均狀態（或者大氣變化的平均狀態，或者氣團的特性的平均狀態），因爲這一平均狀態影響植物、動物和人類的生活，也影響土壤的類型〔註一〕。根據其他學者的意見，認爲氣候是氣象過程的有規律的變化程序，它決定於自然地理條件的總合體，表現爲某一地區的多年來的天氣狀況〔註二〕。

第一個定義是比較簡單的，但是不够充分。須知氣候除了對土壤、植物、動物和人發生影響之外，還影響於河、湖、沼澤及地面的形狀。第二個定義是比較充分的，但却很難簡單地敍述出來。關於氣候的概念，可以比較簡單地確定爲這樣（當然也不够完全）：在一定地方經過許多年的觀察所得到的年中天氣的有規律性的過程，這種過程並受牠下邊地面〔註三〕的決定，這種常年天氣變化的有規律的全部過程便叫做該地方的氣候。

氣候在地面生活中的作用　在地面生活中氣候起着巨大的作用。土壤和植物界是在氣候的影響之下形成起來的。氣候又大大的影響着動物界，影響着人及其經濟活動。例如，我們以後將要看到的，氣候確定着河湖沼澤的制度，影響着海洋的生活，同時也影響着地面形態的演化。簡而言之，氣候影響地面生活的一切過程，這些過程的强度完全決定於所吸收的太陽能及參與到這一過程中的水分的數量。而這兩個因素（太陽能與水分）是構成一地氣候的最主要的成份。

氣候帶　地球的球形以及地球的自轉和公轉，如前所述，使得太陽輻射能在地球表面上不能得到平均的分配。這種情形就使地球分爲五個帶：熱帶，兩個溫帶及兩個寒帶（參看世界氣候圖）。

但除了太陽熱在地球表面的分佈不平衡外，還存在有我們大家所熟知的大氣周流，這種大氣周流就使得事情相當複雜了。例如，在接近赤道的地帶（由北緯三度到十度），在那裏上昇氣流佔優勢，這一地帶的雨量是最豐富的。在貿易風分佈的地區以及在高氣壓帶（在那裏下降氣流佔優勢）雨量貧乏，有着乾燥的地帶。

因此，在每個半球的一個熱帶的區域內必須分成兩個地帶，赤道帶（雨量豐富）及熱帶（雨量貧乏）。同樣在每個半球的溫帶區域內也須分爲亞熱帶（比較溫暖的，但缺乏雨量）以及溫帶（比較涼爽的，但富於雨量）。

寒帶也是不同的。蘇聯學者所進行的對於北極情況的精細的研究，得出必須把寒帶分爲兩個地帶的結論：亞寒帶及極寒帶。這兩個地帶之間的境界大約在73度緯綫。亞寒帶主要是苔原。這裏最熱月份的平均溫度在五度與十度之間。極寒帶是最冷的，在這裏最熱月份的平均溫度不超過5°，而在夏季的任何一個月內都可以觀察到0°以下的溫度。可以說，極寒帶是雪和冰的王國。

這樣一來，在地球上不是五個氣候帶，而必須分成十一個氣候帶，即一個赤道帶，兩個熱帶，兩個亞熱帶，兩個溫帶，兩個亞寒帶及兩個極寒帶。很顯然，在這些地帶之間沒有甚麼嚴格的境界，特別是當我們注意到決定着一年四季的地球的公轉時。

大陸氣候與海洋氣候　在每一個氣候帶，由於陸地或海洋的存在，我們首先在溫度、壓力和降水以及其它氣候要素的分佈上，觀察到顯著的差別。例如，在北半球60度緯綫上，大西洋區域，一月的平均溫度爲0°，列寧格勒一月的平均溫度

〔註一〕A.C.柏爾格著，氣候學原理。國家出版局，列寧格勒，1938年版，5—6頁。

〔註二〕阿里索夫、伊兹維克夫、葆克羅夫、斯卡娅、魯賓斯坦等合著，氣候學教程。列寧格勒，莫斯科，1940年版，5頁。

〔註三〕下邊地面是指一定地方不把氣候計算在內的普通地理環境。

已是——8°，烏拉爾附近——14°，在葉尼塞河——-30°，而在勒那河——-40°。降水量也是同樣情形。同是60度緯圈，在挪威沿岸區域降水量達1,000毫米以上，蘇聯歐洲部分的降水量約500毫米，而在西伯利亞東部則約爲300毫米。在溫度與壓力的變率上，在降水的時間和性質上，都可以觀察到很大的差別。關於海洋氣團和大陸氣團的性質上的顯著差別，我們也已不止一次地提過了。所有這些都使得海洋氣候和大陸氣候的區分更爲明顯。

海洋氣候的第一個特徵就是氣溫的日較差與年較差小。在熱帶地方，大洋的日較差通常不超過1.5°，在溫帶地方不超過2.0°，在寒帶地方不超過1°。氣溫的日較差在大陸氣候的條件下達10—12度，而在個別的情況下（在沙漠地區）達20°—30°以上的程度〔註一〕。熱帶大洋氣溫年較差通常不超過2°—3°，溫帶大洋氣溫年較差不超過5°—10°，但是在大陸氣候的條件下，氣溫年較差達30°—40°，而在個別情況下達60°—80°或更多〔註二〕。在夏天海洋氣候的溫度和雲量比之大陸性氣候顯著地大。在陸地多半是冬天及秋天有霧，而在海洋則是在夏天和春天。在海洋氣候的條件下降水量也很多，但是在這裏因爲有乾燥風和其他許多原因而有例外。（譬如，在黑海的北岸上，降水量少於400毫米，而在以北的盆地，其數量就上昇到500毫米或更多）。

同樣在風的方面也有顯著的差別。在海洋上面，由於沒有不平坦的地方，在穩定的平坦的條件下，風速比較大。此外，在沿岸區域，還有海陸風及貿易風。

海流對於氣候有着巨大的影響，這是大家所知道的。例如，墨西哥灣暖流的作用以及它對歐洲西部的影響充分可以說明這個問題。不列顛島、挪威及穆爾曼斯克一帶沿岸的冬天的溫和，就是受這種暖海流的影響。顯然，在沿岸地方，即在海洋氣候的條件下，海流的影響是相當巨大的。

季節風氣候 關於季節風對氣候的影響，我們已經講過了。尤其是在貿易風帶和亞熱帶，季節風的影響特別大，在那裏由於夏季季節風的關係，年降水量超過一千毫米，但是在其它區域降水量少於200或甚至100毫米。除此之外，在這裏夏季與冬季的降水量之差是很大的，所有這些條件合到一起就使我們有理由分出一個季節風氣候區。

地面起伏對於氣候的影響 地面起伏的特點就是對氣候的巨大影響。它們首先是風，以及某些氣團侵入的機械障碍物。當氣流越過山嶺的時候，就喪失了它們所具有的氣溫的大部分（在朝着風的山坡上），並獲得完全不同的性質。因此，山通常是氣候區的境界。此外，山地內部也形成一種山地氣候，與其他氣候有着顯著的差別。更正確一點說，在山上形成不止一種而是許多種的氣候。我們舉南北斜坡氣候條件不同的高加索、里昂低地及庫爾阿蘭辛斯基低地、小高加索、阿爾明尼亞高原等作例子，就足够說明這一點。此外，一切山地上都具有垂直

〔註一〕 在庫頁島觀察到日較差達35°—40°甚至達43°。

〔註二〕 在亞庫次克盆地，年較差達80°—90°。

分佈的表現得很清楚的不同的氣候地帶，這種不同氣候地帶在植物上的反應更特別顯著（由森林到苔原，以及永久積雪及冰雪）。

微氣候 到現在為止，我們僅僅談論了關於大的氣候帶與大氣候區。其實，氣候條件的差別，甚至在很小的區域內都可以觀察到。例如，甚至最小的山崗的北斜坡上的氣溫，與同一山崗的南斜坡上的氣溫都是不同的。同樣情形在山谷、低地、山崗的頂上，都可以觀察到。溫度、濕度、風等的差別，在城市、城郊附近地區以及城市區域的高地與低地部分中也同樣可以觀察到。

非常小的地區或者小地區的個別部分的氣候條件的總和，稱之為微氣候(microclimate)。對於微氣候的研究具有重大意義，特別是選擇療養院、病院、學校等建築地時，在設計花園、菜園等時尤為重要。

關於氣候分類法的問題 由以上關於氣候的講述中，已很清楚地看出，地球上氣候的種類非常多，並且氣候帶與氣候帶之間的界綫是不能截然劃清的。根據所有這些情況，我們便可以明瞭為什麼暫時還不能有一個通用的氣候帶分類法。在蘇聯最流行的氣候分類法是柯本(Koppen)分類法和柏爾格分類法。

柯本在每個半球上分出五個基本的氣候類型：1）熱帶多雨氣候，2）乾燥氣候，3）溫暖氣候，4）溫和涼爽氣候，5）積雪苔原氣候。

1. 熱帶多雨氣候的特徵是，最冷月的平均溫度也不低於18°，年降水量在750毫米以上。
2. 乾燥氣候的特徵是，最冷月的平均溫度在10°以上，而降水量則顯著地減少了（約250毫米）。
3. 溫暖氣候，最冷月平均溫度為零下3°以上。
4. 溫和涼爽氣候的特徵是，最暖月的平均溫度為18°以上，而最冷月的平均溫度為零下3°以下。
5. 積雪苔原氣候或寒冷氣候，最暖月的平均氣溫也在10°以下。

柯本分類法經過小的修改和訂正後，在「大蘇維埃世界地圖」中根據它編繪世界氣候圖。

科學院院士柏爾格〔註一〕提出了更詳細的氣候分類法。他不僅僅根據氣象因素，而且也根據其它許多地理因素（陸地、海洋、地面起伏、植物界等的影響）製訂了氣候分類法。

柏爾格首先分出低地氣候和高地氣候。他又把低地氣候分為：海洋氣候與陸地氣候，而把高地氣候分為：1）丘陵和高原氣候，2）山系和孤山氣候。

我們試取低地陸地氣候為例，柏爾格認為這種氣候包括十一個類型：

1. 苔原氣候，
2. 西伯利亞寒帶針葉林氣候（Taiga氣候），
3. 溫帶闊葉樹林氣候，
4. 溫帶季節風氣候，
5. 草原氣候，
6. 地中海（亞熱帶）氣候，
7. 亞熱帶森林氣候，
8. 內陸沙漠（溫帶）氣候，
9. 亞熱帶沙漠（貿易風帶）氣候，
10. 熱帶草原（Savanna）氣候（或熱帶森林草地氣候），
11. 熱帶雨林氣候。

阿里索夫分類法有着重要意義，他的分類法是根據由於大氣周流而發生的氣團類型的不同。阿里索夫分七個氣候帶：赤道帶，熱帶季節風帶，貿易風帶，亞熱帶，溫帶，亞寒帶及極寒帶〔註二〕。每一氣候帶還分

〔註一〕 柏爾格著，氣候學原理。1938年，國家出版局，344，315——411頁。

〔註二〕 阿里索夫、伊茲維考夫、保克羅夫斯卡婭、魯賓斯坦等著，氣候學教程。1940年版，100頁。

出很多不同類型的氣候。然而這一分類法沒有注意一切最重要的因素（地面起伏、接近江河的條件），因而需要更進一步的細分和研究。

現代的氣候變化 每個人一定不止一次地聽說過，根據人們的經驗，氣候條件發生着或大或小的變化。例如，上年歲的人們通常都確信，在他們年青的時候曾經有過非常熱或者相反地非常冷的年頭；有過旱荒或者多雨的年頭。這些談話不是沒有根據的。氣候的變動的確是有的。

在許多地質時代的過程中，氣候發生變化是不容置疑的。舉冰川期被比較暖和的時期所代替這一事實做例子，就足够說明這個問題。不僅僅第四紀有冰川期，並且某些其它時期，甚至古生代及元古代等最古地質時代也有過冰川時期。

在最後的一個時期，即在所謂冰川以後的時期，氣候發生了顯著的變化。在苔原地層中發見大量的樹幹、樹根及其他樹木剩餘物，證明了在不久之前有被寒冷時期所代替的溫暖時期的存在。現在在變成了沼澤地的瓦錫剛以及其他森林地帶，埋藏在泥炭層及森林土壤層下的黑土壤也證明着這一點。對於冰川以後的時期的地層的仔細研究證明了，到現代之前至少有兩個漸漸溫暖時期和兩個漸漸寒冷時期。

在所有證明最近 50—100年來氣候變化的現象當中，首先值得提起的有：在北極所觀察到的漸漸溫暖，在溫帶、在山地所觀察到的漸漸溫暖，墨西哥灣暖流海水的漸漸溫暖，永久凍結的面積的減少，羅斯海的南極冰壩（冰原障壁）的縮小及其他等等。

巴倫支海水的溫度由1912年到1928年逐次地平均上升了1.8°，新地島由1919年至1935年期間冬季（11—3月）的氣溫上昇了2°（由−6.5°到−4.5°）。在溫帶此種上昇不是這樣顯著，但總還是可以覺察到的。例如，在卡查琳一百年間平均溫度上昇1°，在斯維爾德洛夫上昇0.4°，在莫斯科上昇0.9°等等〔註一〕。

然而如果在比較長的時期內進行觀察，則溫度的繼續上昇或下降是觀察不到的。1,000—1,500 年間的記錄和其他歷史文件的研究，同樣也未能得出氣候發生顯著變化的根據。但是週期的變動無疑地是存在着的。週期性的反覆的乾燥溫暖期證明了這一點，這一週期的反覆的乾燥溫暖期被較寒冷和較濕潤的週期所代替。這種漸漸溫暖時期及漸漸寒冷時期在一百年之內大約各發生三次。根據布里克孟爾（1890 年）的研究，從十八世紀起所開始的乾燥溫暖期大約在 1715、1760、1795、1825及1860年各成一組。根據這一週期性，布氏便預報出在九十年代中葉將出現一次乾燥時期，而他的預報完全實現了；1897年爲最乾燥的一年。然而他所指的35年一期的說法並不是放之四海而皆準的。例如，列寧格勒、柏林、斯德哥爾摩在最近150－160年間沒有觀察到此種變動。此外還發現，在若干期間之內氣候週期還是持續下去，然後這一種週期性〔註二〕就不存在了。

一週期非常明確地準確地爲十一年左右，這與太陽黑子有關係〔註三〕。太陽

〔註一〕 著者根據柏爾格所著氣候學原理（1938年，莫斯科，列寧格勒，436頁）計算的。

〔註二〕 柏爾格，氣候學原理。1938年，444頁。

〔註三〕 更確切些說，太陽黑子的週期性也遠不是始終不變的。在這裏所發生的週期變動是由9年到13年。

黑子出現最多時相應於年平均温度的上昇，太陽黑子最少時相應於年平均温度的下降。在熱帶地方這種上昇為0.2°—0.3°，而下降時同樣也是0.2°—0.3°。在其他地帶這種變動是極不顯著的。

至於比較長時期的變動，則很少研究，而關於引起這些變動的原因僅只能用假定來說明。第一個假定是，根據精密的研究，太陽放射性發生增加與減少。第二個假定是，由於太陽系經過暗星雲（即為灰塵遮蔽的空間，它吸收一部分太陽射綫）而產生的太陽輻射的削弱。最後，由地球造成的許多原因（極的移動、大陸的移動、地面起伏的變化等）。

第三章 陸　地　水

地球上水的循環　地球表面的面積為五萬萬一千萬方公里，其中陸地僅僅佔一萬萬四千九百萬方公里，相當於地球全面積的29%。至於其餘的廣大地區（三萬萬六千一百萬方公里，或地球表面的71%），則被海和大洋所佔據，這些海和大洋形成一個連續的世界大洋。因此，在世界大洋的境界內，有着平均厚度約為3.8公里的連續的水層。

陸地上的情形則稍為不同。正如同已經講過了的，在這裏沒有連續的（可見的）水層，但是有着無數的河流、湖泊、沼澤、廣大的冰雪區域以及更廣大的充滿地下水的區域。所有這些合在一起，在陸地上形成了差不多是連續的水層，這一水層的生活和世界大洋的生活有着密切的關係。為了更明確地了解陸地水的生活，我們現在試舉幾個例子來說明。

德涅泊河每年流入黑海的水約有70立方公里。葉尼塞河及鄂畢河等大河，每年流入喀拉海的水約為1,000立方公里。試問，河流從那裏得到如此大量的水呢？而回答可能只有一個：這些水主要是大氣的降水〔註〕。而世界大洋正是供給大氣圈以水蒸氣的主要源泉。在太陽輻射熱的作用下，每年從世界大洋表面蒸發的水有三十萬立方公里以上。蒸發到空中的水的十分之九是以雨的形式降落到世界大洋裏，也就是說，又返回了世界大洋。其中的$^{1}/_{10}$左右，即約三萬立方公里的水降落到陸地上，而這三萬立方公里的水，經過着各種極其不同的道路，成為河流，也返回到同一的世界大洋裏去。大洋和陸地之間的水的循環是不斷地進行着，其規模之大令人驚訝。這樣一來，大小河流、湖泊、沼澤、冰雪、以及地下水等，都是陸地與海洋之間的水的循環的各種不同的環節。

人們最初曾以為，這一循環非常簡單，而以略圖表示時大致如圖 74 那樣。按照這一略圖，水由大洋表面蒸發進入到大氣圈中，又被大氣運到陸地上空，在那裏或成為雨而傾注下來，或成為雪降下，而後又經過河流，越過漫長的道路，返回世界大洋中去。但實際上這一過程是非常複雜的，我們現在再舉幾個例子吧。

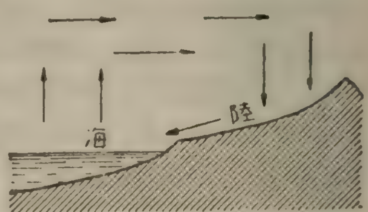


圖74　以前解釋海陸間水的循環的略圖

來自大西洋的濕氣，在俄羅斯平原上空成為大氣降水灌溉着俄羅斯平原。這些降水

〔註〕在這裏我們不把原生水包括在內。

的很大一部分流入伏爾加河，而伏爾加河每年流入裏海的水約有 270 立方公里。這樣一來，由大西洋表面蒸發的水，經過伏爾加河流入封閉的（和大洋不相接連的）裏海。但是，水從裏海又重新進入大氣圈中（裏海每年蒸發的水有 500 立方公里以上），並且被風帶向東方。在這裏這些水蒸汽就成爲雪和雨降落在卡查赫斯坦、西部西伯利亞以及其他幾個地方，供給伊爾的什河上游、鄂畢河上游以及其他河流以水量；在這些地方又重新蒸發，並以雪和雨的形式降落在卡查赫斯坦及西部西伯利亞地方。由此可見，水的循環路程是很複雜的。實際上，水在俄羅斯平原上的循環路程更爲複雜一些。落在俄羅斯平原西部的大氣降水，其中的一部分蒸發並進入大氣圈中，重新降落在俄羅斯平原的東部等等。由裏海表面蒸發的水也完全是這種情形，它們降落在天山山脈地區，然後經過阿姆河入阿剌伯海，又重新蒸發，等等。結果，就不止有一個水的循環，而是有許多個水的循環，這種水的循環大致像圖75表示的那樣。

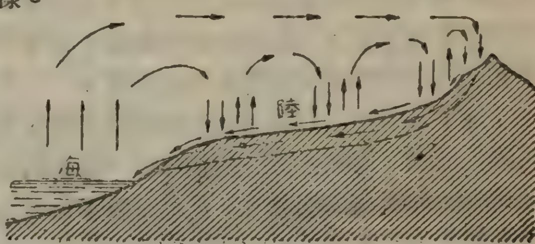


圖75　海陸間水的循環路圖

從圖75可見，海洋與陸地之間水的循環是由陸地內部許多小的循環所組成。由於有這種小的循環的存在，每年就有三萬立方公里的水被風從大洋帶到陸地，在同一年內這三萬立方公里的水能够蒸發若干次，重新成爲雨水，然後又降到陸地上。結果，降落到陸地上的總的大氣降水量就不止是三萬立方公里，而至少有十萬立方公里，粗略地說，也就是增加到了三倍。

關於水圈和大氣圈、岩石圈之間的相互關係　由上述陸地與海洋之間水的循環的例子中可以清楚看到，大氣圈在這一過程中起着何等巨大的作用。水圈與岩石圈之間也存在着同等密切的相互關係。岩石圈除給湖泊沼澤提供貯水場所，冰川與河流生成在它的表面以外，岩石圈還改變着水的性質。例如，由大氣圈向地表降落着幾乎是化學純水。純水穿過岩石層時，就溶解各種物質，因之水的化學成分和物理性質就發生了變化。地下水供給着河流、湖泊、大部分的沼澤以水量，在這些地方水繼續發生變化。最後河流把水由大陸和島嶼運到海洋裏去。這樣一來，流入海洋中的水無論在化學成分和在物理性質上都經過了顯著的變化。而由大洋重新進入到大氣圈中的水又差不多都是化學純水，而由河水帶來的鹽類，在大洋裏逐漸積累起來，使水具有了新的性質。這些性質在生長於海洋中的生物的影響下繼續發生變化，關於這一點我們留待以後再詳加講述。

上述陸地與海洋間水的循環的整個複雜過程是按一定順序完成的；這個過程開始於蒸發，接着是雨雪的降落，成爲大氣的降水，然後又滲透到土壤之中，或匯成河流，河流把水送回大洋中去。我們大體上也按着這樣的順序來觀察水圈的生活，也就是說，從地下水開始研究。

地　下　水

地下水的各種類型　凡位於地面以下的水，通常都叫做地下水（Подземные Воды）。然而，地下水按其存在條件的不同，是有各種不同類型的。試設想一下，在堅固的岩層上有一個地下水道（裂縫、洞穴），沿着這一條地下水道，水自由地流着——這就是地下水。如果水道被易碎的岩石（砂子、砂礫、石礫等）壅塞時，這些水便在土壤和岩層裏緩慢地流動着，這就是所謂壤中水（Грунтовые Воды）了。地下水與壤中水之間有着很大的區別。前者，水和固體物之間的磨擦僅限於水道附近的溝壁，而後者則不限於固定的場所，廣泛地與易碎岩石和每粒土壤都產生磨擦。由於這種原因，地下水的流速是以每秒鐘內若干公尺計算，而壤中水的流速則是以周日若干公尺來計算。換句話說，壤中水的流速比地下水的流速慢幾千倍。因此壤中水就獲得了另外一種性質：即很好地被濾過、比較清潔和具有不變的水面及穩定的溫度等。

地下水還可以按照它的來源加以區分。在一種情形下，地下水由大氣降水經過滲透而來，而在另外一種情形下，是由灼熱的岩漿分離出來的水蒸氣生成的。前者即我們所謂的流動水，也就是說參加海洋與陸地之間水的循環的水。後者即所謂原生水，也就是說由岩漿裏分離出來的第一次出現的水。

在地下各種水體之中，分佈最廣的是地下水，我們首先來研究這種地下水。

壤　中　水

土壤的性質　因爲岩屑層中的壤中水具有着特殊的存在條件，就使得我們必須先來研究這些土壤的某些物理特性。在這些特性中具有重大意義的有：岩屑的孔隙量、含水量、毛管性，特別是透水性。

土壤的孔隙量　一定容積乾土中的空隙對於全容積的比例，叫做土壤的孔隙量。孔隙量通常用百分比表示。我們舉一個例子來談：把一公升的乾沙裝在一個容器裏，我們很仔細地把量杯裏的水倒入裝着砂子的容器中，一直到所有的砂子都呈現浸水狀態爲止。假設在注入250立方厘米水時出現了浸水狀態，那麼$\frac{250}{1000}=0.25$或25%，這就恰好是我們所取的砂子的孔隙量。

各種岩屑石的孔隙量是遠不相同的。例如，大粒河沙的孔隙量約爲15—25%，砂礫的孔隙量約爲35%，粘土約爲50—55%，泥炭土約爲80%等。

土壤的含水量　土壤的孔隙量和土壤的含水量（即能夠保持某些水量的性能）有着很大的關系。緻密的岩石以含水量最小爲其特色，而易碎岩屑則以含水量最大爲其特色，這一點由下表可以清楚看到。

一立方米石英約含0.8公升水。

一立方米花崗岩約含0.5—8.5公升水。

一立方米沙子（砂粒直徑爲0.25毫米）約含420公升水。

一立方米粘土等約含525公升水。

一立方公尺泥炭約含500多公升水。

土壤的毛管性　組成碎岩屑的粒（或微粒）的大小與形狀對於地下水的生活起着很大的作用。粒越大，粒間的孔隙就越大，相反地，粒越小，粒間的孔隙也就越小（圖77、78）。孔隙的大小決定着岩屑的毛管引力

的大小。

在物理上大家都學過，在毛細管裏水上昇的高度與管的直徑成反比。例如，在直徑一毫米的細管裏水上昇的高度（當C氏15°時）等於0.29厘米，直徑0.1毫米時，上昇29厘米，直徑0.01毫米時，上昇2米。

對於各種土壤所進行的實驗（圖 76 ）證明了，土壤裏的水的上昇高度和粒的大小有關系（或者更確切一點說，和粒之間的孔隙的大小有關係）。例如，碎岩屑裏的水的上昇高度，當其粒的直徑在1到0.5毫米之間時，等於1.31厘米，而粒的直徑由0.2—0.1毫米時，等於4.82厘米，粒的直徑由0.1—0.05毫米時，等於10.5厘米等等。

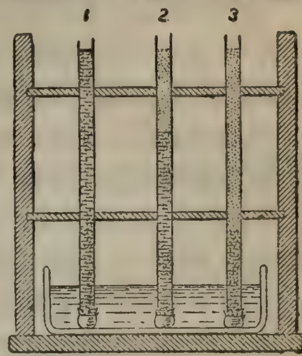
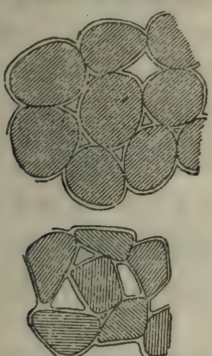
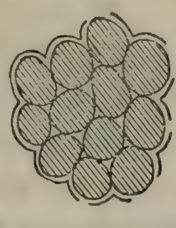


圖76　測量各種土壤中的水之上昇高度用的儀器（第1個玻璃管裝着粘土，第2個玻璃管裝着砂子，第3個玻璃管裝着粗粒砂）。

各種土壤有着各種不同的導水率，這對於地下水的生活具有很大的意義。在重力的作用下，水總是要下落到土壤層深處。在分子力（附着力）的作用下，水就保持在每一個微粒與每一個粒的表面上，形成很薄的水膜，而去掉這種水膜的方法只有使岩石乾燥（蒸發）。當微粒相當大的時候，在這些微粒之間就形成很大的孔隙，在重力的作用下，水滲透到很深處（圖77）。當微粒非常小的時候，微粒之間的孔隙差不多連續地充滿「薄膜水」，而同時這裏已經沒有可以使其他的水通行的通路（圖78）。由被水充分潤濕的只有在顯微鏡下才能分辨出來的微粒所形成的粘土，是很好的例子。顯而易見，隨着粒的體積的增大，岩屑的導水率也就隨着增加。把粘土、砂、砂礫、石礫的導水率比較一下，就足夠證實這一點。


圖77　粗粒土中的孔隙和水膜


圖78　細粒土中的水膜（水幾乎連續地充滿着孔隙）

土壤中的水的各種狀態　土壤裏的水有三種基本的狀態：固體狀態、液體狀態和氣體狀態。固體的水只能存在於溫度 0° 以下的時候。這時水是靜止不動的，而在這種情形下，對我們很少有用。處於運動中的液體狀態的和氣體狀態的水對於我們說來則更爲重要。

土壤裏的液體狀態的水，或者成爲**薄膜水**，或者成爲**重力水**。

薄膜水，正如同我們曾經講過的，包圍着土壤的每一個微粒。水膜的厚度和岩屑的濕度有關係，但也有一定的限度，而這種限度決定於分子力的大小。（薄膜的最小厚度等於一個水分子的直徑）。薄膜水的運動情形和一般液體的運動情況相同，但是薄膜水的運動和重力却沒有關係。薄膜水以很大力量吸着於土壤的每一個微粒上，只有費很大力氣才能使之離開（例如用蒸發的方法）。

重力水和不受分子力作用的薄膜水不同，它在重力的作用下穿過岩屑的粒（或微粒）之間的孔隙向下運動。重力水的運動速度比薄膜水的運動速度大許多倍。重力水向不透水層的層面下降；只有在液體靜力的壓力之下，它才能夠做上

昇運動。

很顯然，重力水對於我們來說是最有用處的，因爲地下水流、湖泊、泉和井主要的是由重力水形成的。

氣體狀態的水僅僅能够存在於土壤的孔隙之中（在風化了的岩石顆粒的孔隙之間）。當地下的大氣裏的水蒸汽達到飽和狀態時，濕潤的岩屑的孔隙中的水蒸汽的壓力，僅僅和溫度有關係。這種情況對於空氣中的水蒸汽凝結成水以濕潤土壤的過程有着很大意義。根據呂波德夫教授在奧德薩近郊所進行的觀察證明了，由於空氣裏的水蒸汽的凝結，土壤每年就獲得降落在這裏的降水總量的15—25%。這一數量之大值得我們加以極大的注意。在沙漠地帶和半沙漠地帶，在夜裏土壤中的蒸汽凝結的條件特別良好。這樣一來，就證明了，大部分的地下水不僅僅是由大氣降水形成的，並且也有從空氣中的水蒸汽直接凝結而形成的。

吸着水恰似土壤中的液體狀態的水和氣體狀態的水之間的過渡。

吸着水的分離的分子成不連續層包圍着岩屑的每一個微粒，而當水分子非常多的時候，吸着水就匯合成連續的薄膜，其厚度等於一個分子的直徑。這就是所謂最大的吸着量，最大吸着量是在「地下大氣」的相對濕度等於100%的時候。由水蒸氣過渡到吸着水時發生放熱現象。吸着水只有變成了氣體狀態，才能從這一土壤層移動到另外的土壤層。

土壤學裏特別重視氣體狀態的水和吸着水的研究。

壤中水的來源　人們從古代以來就已經從經濟的目的上廣泛地來應用壤中水。因此很自然地，從很久以來就開始考慮到壤中水的起源問題。關於壤中水起源的初期理論具有着完全荒唐無稽的性質。例如，說什麼大地產生水，說在大地中有着一種源源不盡的湖，水就從那裏邊流到地面。甚至於也有過這樣的意見，說大洋裏的水滲透到大陸土壤裏，就變成了地下水。後一種看法流行很廣，在科學界差不多一直保持到十八世紀初。

除了荒唐無稽的假說之外，還有一些接近於眞理的解釋。例如，根據亞里斯多德的意見，雨水和雪水一部分蒸發了，一部分滲入到山地的岩石之中而形成泉。羅馬人馬爾克·威特魯威·波爾林的意見則更接近於眞理，他說，地下水到處是由大氣降水形成的。然而在十八世紀初，這些解釋才開始進入到歐洲的科學界。

十七世紀末葉（1686年）法國物理學家馬里奧特第一個根據精細的觀察證明了，地下水是由滲到土壤裏的大氣降水產生的。馬里奧特的結論被以後的研究者們補充和修正了，在科學界日益得到廣泛的承認，在今天這一結論可以簡單地敍述如下：以大氣降水的形式降到地上的水，一部分流入大小河流，一部分蒸發，一部分滲入土層。滲入土層的水到達不透水層，而在這裏水向深處的運動便告停止。水聚積在不透水層的表面，大量地滲入到上層的岩屑，並形成所謂蓄水層。認爲地下水是由滲入大地深處的大氣降水生成的這種學說，叫做滲透說（Infiltratic theory）。

然而上述壤中水的起源不能認爲是唯一的。俄羅斯學者（李別金夫等）的著

作證明了，水蒸汽在土壤層裏直接凝結也能形成地下水。當土壤冷於空氣的時候，進入土壤中的比較温暖的空氣裏的水蒸汽，就在土壤的微粒上凝結起來。這種現象特別廣泛地分佈於草原、半沙漠和沙漠地方，在這些地方經過這種方式而獲得的水比大氣降水多 10%—25%。這種情况使我們明瞭了爲什麼在大氣降水量很小而蒸發量很大的中央亞細亞沙漠地帶還能常常有壤中水的道理。如上所述，壤中水係由大氣裏的水蒸汽直接在土壤裏凝結而成的學說，叫做凝結說(Condensative theory)。

壤中水水面 我們已經講過了，地下水到達不透水層之後，便停止再向深處去的運動，並在不透水層的表面上匯積，形成所謂蓄水層。蓄水層的下部層面是不透水層的表面，不透水層的層面形狀可能是各種各樣的（圖79）。至於蓄水層的上部層面，通常是平坦的表面，叫做壤中水水面。這種壤中水水面，我們在任何井中都可以看到。

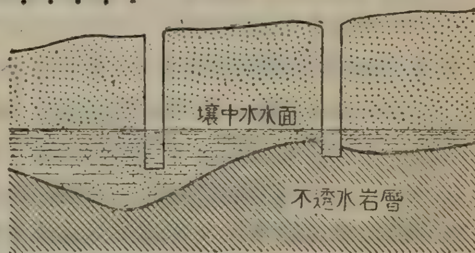
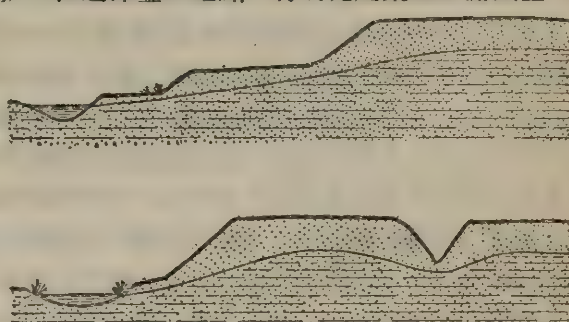


圖79 壤中水水面

嚴格地說起來，只是在岩石性質比較相同的不太大的區域裏，壤中水水面才能是水平的平面。在較大的區域，當岩石的種類不同，地質構造及起伏相異時，壤中水水面的水平性就在或大或小的程度上被破壞了。試舉一個最簡單的例子來看：有許多砂丘，按照它們的構造來看都大致相同。在這裏壤中水水面(稍爲削弱一些)重覆着起伏的形狀(圖80)。這一現象的原因相當複雜：砂丘下面的砂子比較緊密，因之對於毛細管現象形成不同的條件，促使壤中水停留在高處；各種不同程度的蒸發量也發生影響等。在其他的例子裏我們也可以看到大致相同的只是形式更爲複雜的現象（圖81）。在選擇鑿井地點，特別是建築地下儲藏室、地窖、掩蔽所等時，必須考慮到這種情況。


圖80 砂丘剖面圖上的壤中水水面

壤中水的運動 當不透水層具有廣大凹下的盆地的形狀時，聚在盆地裏的壤中水就獲得了地下湖的性質。不言而喻，在這種地下湖區域所挖掘的許多水井的水面將在一個水平綫上(圖82)。


圖81 在各種起伏地形下壤中水水面的狀況

但是有很多時候不透水層常常向某一方面傾斜。當向某一方面傾斜時，壤中水在重力的作用之下，緩慢地向傾斜的方向運動，而形成地下暗流（Подземный

поток）（圖83）。沿地下暗流所鑿的許多水井的水面都是不同的。這一種情況使我們有可能用測量井裏水面的深度的方法來確定地下暗流的位置和方向。很顯然，水井越多，我們越能正確地確定地下暗流的方向和性質。在沒有水井或者是水井很少的地方，可以鑿石穿孔，把鐵管放到穿孔裏，根據管中水的高度確定地下暗流的性質。

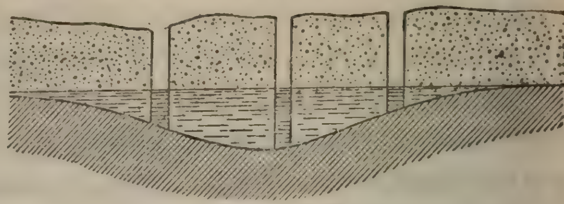


圖82 地下湖

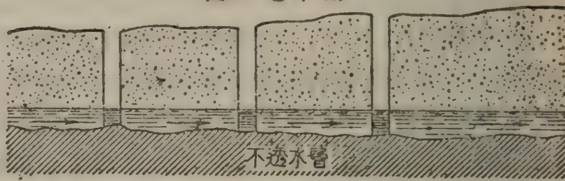


圖83 「地下暗流」的運動

在研究地下暗流的時候重要的，不僅僅要確定它的方向，並且也要確定它的流速。在確定地下暗流的流速時，使用普通的食鹽，把普通的食鹽投入位於地下暗流高處的井中，然後再確定要經過多少時間之後鹽水才能出現於另外的位於該地下暗流較低處的井裏。硝酸銀（$AgNO_3$）的溶液能使我們在所研究的井水內發現出極爲小量的氯化鈉（生成白色的氯化銀沈澱物）。有時在確定地下暗流的流速時，不使用食鹽，而使用細菌，這種細菌由於體積很小，所以能很容易地通過土壤的孔隙。地下暗流的流速和不透水層的傾斜角有關係，尤其是和土壤的性質有關係。例如，在小粒砂子中，地下暗流流速一晝夜大約達一米，而在大粒砂子中，則達2—3米或者5米。

在石礫、砂礫層裏以及在堅固岩石的裂縫裏，地下水運動得非常快，一晝夜間流動數公里。相反地，在粘土裏水的滲透速度，甚至於一年之內不超過20厘米深，因之我們在實際上認爲粘土是不透水的。

泉　在地下水流出地面的地方形成泉。泉按照它的性質有很多種。在某一些情況下是剛剛能辨認出來的，有時是僅僅能濕潤土壤的小泉。這種泉的出口地方可以根據植物界的性質〔薹屬(Carex)、蘆屬(Phragmites)、木賊屬植物(Equisetum)和蘚苔植物(Bryophyta)〕認辨出來。而在另外一些情況下，則是大泉，大泉的水滾滾湧出，立刻形成很大的溪流。然而往往有的大泉也不流出地面，而在離地面很近的土壤層上繼續流動，這叫做潛泉，我們可以根據莞屬、蘆屬植物以及其他水生植物的草叢來發現它。實際上，如果在這種地方挖鑿不大的窪地，那麼這個窪地就會很快地蓄滿了水。泉從古代起一直到今天爲人類廣泛地利用着。這是完全可以理解的，因爲泉供給人類以最清潔的和最衞生的水。爲了防護泉水不被弄髒，就用木架、石垛或混凝土等建築物來把它圍起來。在以泉爲主要水源的地方使泉水匯聚到掘鑿成的貯水池裏，從貯水池再用管子把水送到用水的地方去。這種複雜的設備的例子，我們可以在克里米亞南部沿岸看到。大體上也利用這種大泉供給城市的用水，只不過在這裏設備上具有着更爲複雜的性質。這種泉所流經

的地方用栅欄圍繞着，使牲畜不能進入到裏邊去。這種方法就保障了泉水的清潔和衛生。

地下水在流出地面之前，常常在地下流經很長的和很複雜的道路。在這裏首先提到的就是降泉與昇泉（圖84）。

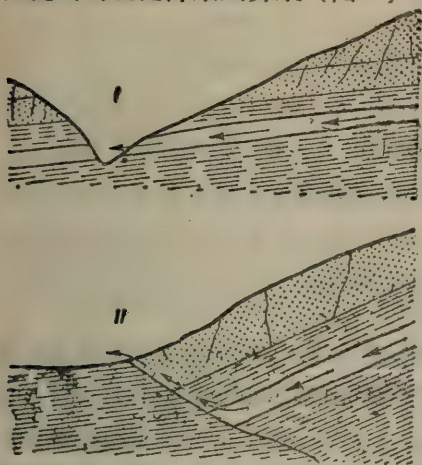


圖84 泉 甲—降泉； 乙—昇泉。

按照水的溫度，泉分爲以下幾種：

1. 普通泉，其溫度大約等於該地的年平均溫度，
2. 冷泉，其溫度在該地年平均溫度以下，
3. 溫泉，溫度高於該地年平均溫度。

地下水離地面越近，那麼地下水所引起的氣溫的變化就越爲强烈。例如，年變化達5°—10°，而在個別的情形下年變化還要大。但是此種變化通常並不很顯著。

冷泉比較少，而且主要是在山中。在那裏這些冷泉的供源是雪和冰川的融水。

溫泉多半形成在發生了火山作用不久的地方。

佔據着特殊地位的就是所謂自流井，鑿得很深的穿孔使深層地下水得到了出口（圖85）。深層地下水在强大的靜水壓力作用下，常常變成噴泉流出地面。自流井對於缺水的地方尤其具有特殊的意義。通常自流井所供給的水是非常多的，（最多的每分鐘達10—15立方米）。

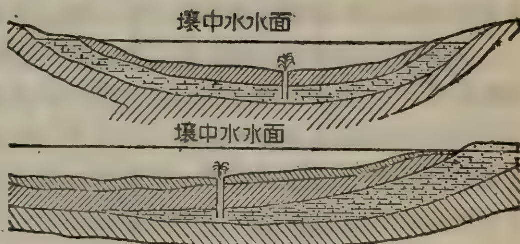


圖85 自流井

礦泉 壞中水在地下流動的時間內常常在自己的流程中遇到能溶於水的各種物質。屬於這種物質的有石灰石、石膏、食鹽、二氧化碳、硫化氫等。在土壤裏最多的是石灰石（$CaCO_3$）和石膏（$CaSO_4$）。在溶液裏含有石膏或石灰的水的味道幾乎不變，但是以不能很好地溶化肥皂爲其特色（不適洗濯用）。人們通常把這種水叫做「硬水」。當沸騰的時候，石灰就由水中析出，並且在容器壁上形成所謂「水垢」，這一點是大家所熟知的。

壤中水和鹹性土壤（在乾燥的草原上和沙漠中）或者和食鹽層相接觸時，就溶解這些鹽類，並且獲得鹹味。鹽泉和鹽井非常多的地方是土壤層中含鹽的最好標誌。薩里卡姆斯克、拜雷茲尼克、伊列茨衞及其他許多地方的鹽泉和鹽井都可以作爲例子。

在地下水中常常溶有鐵的鹽類、碳酸鈉、氧化碳、硫化氫等。

溶於水中的鹽類和氣體的數量是不同的。當溶解於水的鹽類和氣體很少的時

候，水味和水臭並不起變化，這樣的水叫做淡水。當鹽類與氣體的溶解給與水以各種味和臭時，這種水叫做礦水。噴出礦水的泉叫做礦泉。根據礦泉的化學成分可分為：

1. 鹼泉，溶液中含有蘇打（Na_2CO_3），
2. 鹽泉，溶液中含有食鹽（NaCl），
3. 鐵質泉，溶液中含有鐵的鹽類，
4. 苦泉，溶液中含有硫酸鎂（$MgSO_4$），
5. 硫黃泉，溶液中含有硫化氫（H_2S），
6. 石灰泉，溶液中含有碳酸鈣（$CaCO_3$）和石膏（$CaSO_4$）。

壤中水對地面的影響

山崩 乍一看來，似乎地下水不能强烈地影響地面。然而，這是不正確的。我們試找幾個例子來看一看。1839年6月，位於伏爾加河右岸的弗德洛夫卡村（在薩拉托夫上游）和河岸一同滑落到伏爾加河之中。此時約有70所房屋被破壞了。1884年在薩拉托夫城靠河岸的一部分（薩克洛夫山）滑落入河中，同時位於斜坡上的建築物也都破壞了。這種情形在烏里亞諾夫城（前西伯利斯卡城）附近也屢次發生過，在高爾基城（前下諾佛城）、奧德薩郊區、克里米亞南部沿岸等處也常有此種現象。所有這些現象叫做「山崩」。

我們所引的例子都是屬於那些當海岸區域滑落時引起建築物的破壞和人類的犧牲的情形。事實上海岸和山坡滑落的事實是很多的。幾乎在河岸很高，特別是這些河岸由粘土組成時，在每一個河流上都能發現山崩的痕迹。這種河岸的斜坡通常是凹凸不平的台階式的，好像是各種大小和形狀互異的挖掘出來的窪地。在窪地可以常常觀察到泉、沼澤和小湖（圖86）。



圖86 有山崩痕跡的山坡剖面圖（小山、彎曲的樹木、沼澤等）。

山崩最主要的原因多半是壤中水的作用。如果組成高的河岸或斜坡的岩石層具有某些傾斜，則壤中水就將向斜坡的方向流。在壤中水非常多的時候（多雨的年頭）以及有由粘土形成的不透水層存在時，上邊的層就要破裂開，並且沿着粘土層的平坦而非常濕潤的表面向下滑落。大量降下的雨雪加速着這一過程，因為土壤吸收了水，並且增加了土壤的重量和可動性（圖87）。

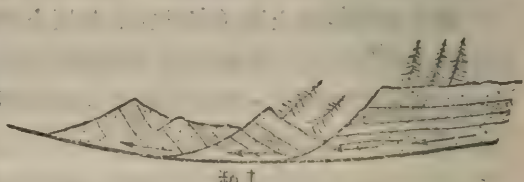


圖87 在壤中水含量豐富的傾斜不透水層上的山崩

在雨量豐富的時候，即使地層不傾斜，也能發生山崩。吸收了水的粘土，變成濕泥，由於重量的增加，很容易滑落（圖88）。

在具有山崩痕跡的海岸和斜坡，進行修建工程是很不恰當的。如果必須進行建築的時候，就應該仔細地研究地下水的所在地和流經的路程。流到地表的地下水流，要用水泥或磚石固定起來的涵洞和溝渠把它引走。以後必須經常地對於這種設備加以修理，不然，它就會很快地被壤中水所破壞。很顯然，所有這些辦法都是很費錢的。



圖88 岩石性質相同的粘土層中的山崩

在永久凍結條件下的壤中水 在北極圈以北的地方，不透水的凍結層面通常是在 50—100 厘米深處。在這種條件之下，蓄水層就位於凍結層面之上，即在土壤的最表面處。壤中水有這樣高的位置，便創造了極其有利於沼澤化的條件，這一點在苔原的廣大區域也可以看到。

然而不僅僅在極圈以北地方有永久凍結層。例如，在西伯利亞（在葉尼塞河以東），這種永久凍結層在極圈以南的60甚至是50度的緯綫上也有。這一現象叫做永久凍結。如果從伊戈爾克海港向南到蘇聯的國境綫，而後再向蒙古人民共和國的首都烏蘭巴特引一條綫，由這裏再延長這條綫大約經過海蘭泡到達鄂霍次克海，這時我們便能得出在其範圍內的許多地方上有永久凍結地區的境界（圖31）。如果由葉尼塞河沿着下東古斯科河向東到達雅庫次克城，進而到安那得斯海灣南岸引一個境界綫，那麼在這條綫以北到處可以遇見永久凍結（連續的永久凍結分佈區）。永久凍結在西伯利亞存在於各種深度，但多半都在2—4米的深度。因此，地下水在這裏也埋藏得不深，所以甚至在雨雪量很小的情形下都產生沼澤，這是很自然的事情（圖 89 ）。在沼澤地方通常都生長着大水苔（泥炭苔）、薹屬植物、矮樺（Betulanana L）、楊柳屬植物、落葉松及曲樺（Корябые березы）。根據這種植物的分佈，在許多情況下能够判斷出在該地有永久凍結的存在。

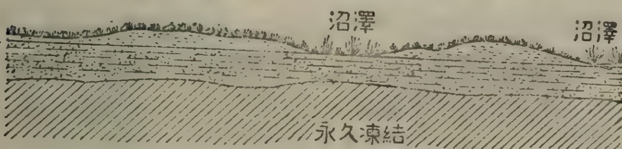


圖89 永久凍結是寒冷地區產生沼澤地的原因。

在冬季，當土壤從表面凍結的時候，壤中水被壓縮在兩個不透水層之間。壤中水的此種情況就引起了許多極其特殊的現象。例如，在斜坡上，特別是在它的下層部分水經受着很大的靜水壓力，結果水在凍結土壤上切開裂縫而流向外邊，由於這種現象都是在嚴寒的時候發生的，所以從裂縫裏噴出的水很快就都凍結。結果形成很大的冰塊，這種冰塊叫做噴水冰塊（圖90）。



圖90 噴水冰塊的形成（簡略的剖面圖）：
1—冬季凍結； 2—永久凍結。

這種噴水冰塊最容易毀損道路。僅僅黑龍江—雅庫次克汽車公路（728 公里）沿綫，在1927—1928年冬天一共形成了 100 多個噴水冰塊。其中有 24 個噴水冰塊，每個面積在一平方公里以上。這種噴水冰塊的厚度達到 3 — 5 米以上。由於在冬末之前土壤的凍結（由上面）漸漸增加，噴水冰塊的數量也就逐漸增加起來。根據在黑龍江—雅庫次克公路地方所進行的觀察，在十二月形成了 110 個噴水冰塊，在一月形成了 150 個，在二月形成了 350 個，在三月形成了 575 個，在四月形成了 500 個（在五月則沒有形成一個）。

有的時候，壤中水不能立刻突破上層的凍結層。那時，地面在壤中水的壓力下就凸出得像蘑菇一樣（圖91）。這些突出物破壞着建築物，損壞着道路和橋樑。

在冬末之前土地從上面完全凍結了，以至於上部凍結層往往與下層連接起來，因之壤中水就完全凍結。在北部地區這種現象發生的較早，而在南部則較晚。由於連續凍結的結果，泉水和井水都乾涸了，而給居民造成很大的困難。這一點對於鐵路的影響特別嚴重，因爲鐵路需要大量的水。同樣也很顯然，在永久凍結的地區，冬季河水的供給量非常劇烈地減少了，相反地，夏天則在每一次大雨之後，河水就都要氾濫。

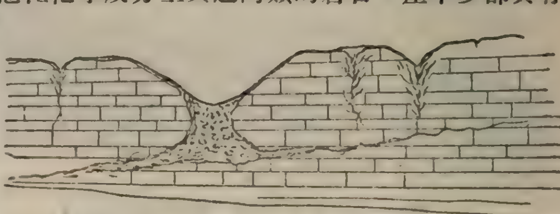


圖91 地脹
1 —冬季凍結；　2 —永久凍結。

我們僅僅引證了關於永久凍結對於地理條件的影響的某些最具有特徵的情況。事實上這種情況是非常多的。因此要在永久凍結廣泛分佈的地區修建任何工程的時候，都必需仔細地研究該地方的自然條件。

喀斯特　在堅固的（石頭的）岩石的地層中存在有大小極不相同的裂縫。雨水以及其他的水沿着裂縫向各種不同的深處（有時是非常深的地方）滲透，而形成地下水。這些水的生活條件與壤中水的生活條件有很大的區別。如果裂縫不被岩屑所堵塞，那麼水就沿着這些裂縫成自由的地下水流而流動。如果裂縫上充滿了岩屑的時候，那麼地下水在這裏運動得仍然很慢，正如同壤中水一樣。當有裂縫的固體岩石比較容易溶解於水的時候，這些裂縫便逐漸擴大起來，形成地下通路和岩洞的網絡，地下水就沿着這些地下通路和岩洞的底部流動，而在比較寬廣的地區形成地下湖。尤其是在有石灰岩、大理石及石膏分佈的區域，常常會看到這種情形。

石灰岩、白堊、石膏以及其他在化學成分上與之同類的岩石，差不多都具有很多的裂縫。雨水和雪水沿着這些裂縫侵入到土地內部。滲入的水逐漸地溶解着易溶的岩石，並且擴大着裂縫。結果易溶岩石的整個地層，被許多比較寬廣的裂縫及各種通路所貫通，水沿着這


圖92 喀斯特地區的縱剖面圖

些裂縫和通路很自由地流動着，並且形成大大小小的地下水流（圖92）。

這種地區的表面通常都是很不平坦的，並且有着非常獨特的形狀（圖93）。

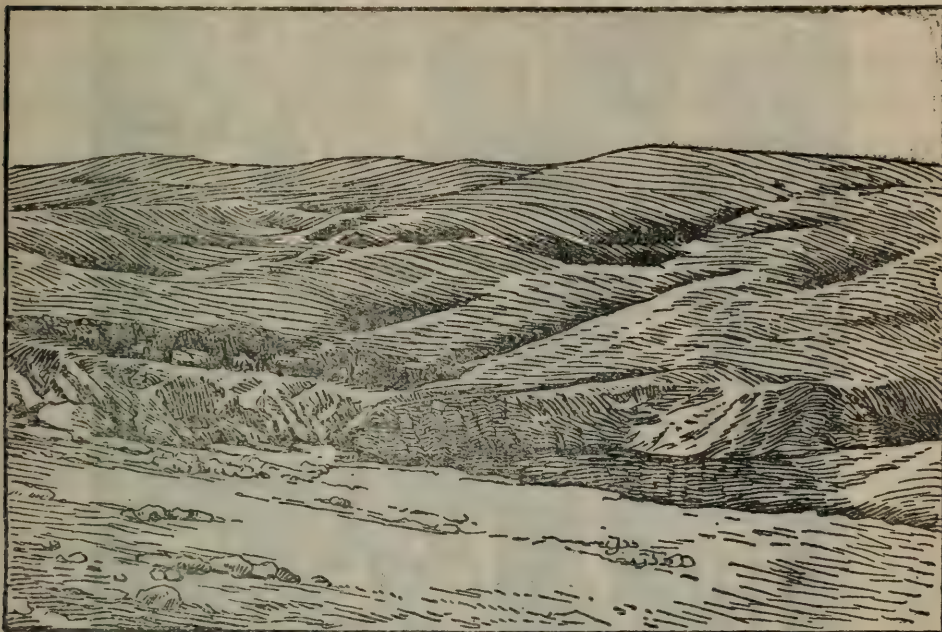


圖93　喀斯特地區的地面情形

在這裏有着很多漏斗狀的窪地、天然井和天然坑，以及扁長的、四周都具有坡度的各種大小不同的低地等等。總而言之，地方起伏的形狀非常特殊，以至於使它很難和別的地形混同。地面水的缺乏和地下水停蓄在深處，這不僅影響表面形狀，同時也影響植物發育的不良。這種地區總稱爲喀斯特地區，或者簡稱之爲喀斯特。喀斯特地區的特點是有地下河流，大泉湧出，這種大泉常常形成一條小河流，常常有不大的、但是很深的潔水。喀斯特在地球上分佈很廣。我們可以舉出蘇聯的喀斯特地區作例子，如列寧格勒區域（與阿尼牙湖南岸相接壤的地區），克里米亞、高加索、沿烏拉爾等地方的許多地區。

岩洞　地下水流在石灰岩層上作用的結果形成了無數個岩洞，這些岩洞是由坑道、寬廣的洞、狹窄的四下分枝的通路和天然井組成的（圖94）。岩洞的頂棚和牆壁常常覆以形狀奇妙的石灰鐘乳石。常常可以看見形狀象冷却了的瀑布、石柱、石鼓、冰柱的鐘乳石以及石筍等等。岩洞往往都是很多層的。這是由於地下的大小伏流是逐漸向深處開拓着新的道路的緣故。在岩洞的下層上常常可以遇到地下流及地下湖。岩洞無論按其大小或形狀都有着各種不同的式樣。也有長幾百公里的岩洞。北美洲的馬蒙斯岩洞最爲著名，一切通路的全長約爲250公里。在蘇聯岩洞最多是在克里米亞、阿爾泰、沿烏拉爾以及其他地方。

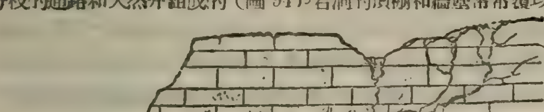


圖94　岩洞的剖面圖

火山區域的地下水　冷却了的熔岩，由於它有很多的裂縫和孔隙，所以就很易使水滲透進去。由易碎火山生成物所形成的火山灰，就更容易被水所滲透。由於這種情況，大氣降水（甚至在降水量很大的時候）常

常完全被火山生成物所吸收，因之不見有地面水流的形成。結果，熔岩臺的表面通常恰似沒有水分和植物的荒涼的沙漠。熔岩的暗色或黑色就加深着觀者對展開在眼前的景色所產生的一種憂鬱之感。



圖95 岩洞裏的鐘乳石和石筍

滲透到火山岩層內的水，最後到達不透水的岩層，並在這裏聚蓄大量地下水。當火山生成物厚度大時，層中水就出現在非常深的地方，而爲了要獲得這種水，就必須挖幾十米深的井。這種層中水通常在熔岩台地的邊緣形成清泉的有時是水量非常多的源泉流出地表。

原生水 在最後還應該提一下一種地下水，這種地下水是沒有大氣或大氣降水的成分而組成的。滲透到地殼層裏的岩漿，排出大量的水蒸汽，這些水蒸汽凝結在地下，而產生所謂原生水。（關於原生水我們已經簡單地講過了）。關於原生水的起源的更詳細的解釋，我們留到學習火山作用時再來研究。現在我們說只提一下原生水所形成的泉，這種泉特別廣泛地分佈於現發生火山作用的區域。原生水形成的泉常常是熱泉、溫泉，有時是礦泉。

間歇泉在熱泉之中佔有一種特殊地位。間歇泉定期地猛烈地沸騰起來，噴出熱水流和蒸汽流。間歇泉比較少有，但是它們永遠與火山地區有關。冰島、美國的黃石公園、加里福尼亞，以及新西蘭等處的間歇泉最著名。在堪察加半島克柳切夫火山羣稍南地方有很多的間歇泉。堪察加半島上的某些間歇泉所噴出的水流和蒸汽流的高度達15—20米或更多。

河　　流

河流及其構成 在陸地的表面上有很多不同的水流，這些水流依其大小和性質的不同，或者叫做河，或者叫做溪。在今天河和溪這兩個概念之間還沒有精確的分界。這種情況就使得我們在以後當研究有關流水運動的問題時，無法分別

「河」、「溪」這兩個名稱，而常常使用「河」這一總稱。

河流發源的地方叫做該河的**水源**。（泉、沼澤、湖泊以及雪和冰川都可以成爲河川的水源）。河川流入海洋湖泊或其他河川的地方叫做**河口**。

大的河流通常都是由許多河和溪滙聚而成，這使我們能區別出**幹流**及其**支流**。幹流的特點是：具有一定的方向、一定的長度，水量豐富，兩岸的構造整齊等等。勒拿河、多瑙河及尼羅河是幹流非常發達的河的例子。然而關於幹流和支流的區別問題，有時是很不容易解決的。舉出伏爾加河和珂瑪河，鄂畢河和伊爾的什河，葉尼塞河和安卡拉河，密蘇里河和密士失必河，以及其他許多河流就足以說明這一點。珂瑪河的水量豐富，和伏爾加河相等；珂瑪河在和伏爾加河會流之後，還很明確地保持着自己的方向。伊爾的什河比鄂畢河長很多（鄂畢河由水源到和伊爾的什河會流的地方共長 2,855 公里，而伊爾的什河由水源到與鄂畢河會流的地方共長 3,502 公里），除此之外，伊爾的什河和鄂畢河會流之後，伊爾的什河也很明確地保持着自己的方向。安卡拉河較葉尼塞河長，水量豐富。密蘇里河比密士失必河長得很多。

一般說來，在實際上確定一個幹流往往不是依靠着它的地理特徵，而是根據在歷史上所沿用下來的慣例來決定的。

河長 沿河的路由水源到河口的距離叫做**河長**。河的長度非常懸殊——由數公里到數百或數千公里。

測量河川的長度是一件極其艱難的事情。爲了測量河長，就需要取一張大縮尺地圖，使用一個兩脚規，逐次地由一個彎曲到另一個彎曲一小段一小段地測量全河的長度。顯然，縮尺越大，所得的結果也就越精確。然而要想十分精確地測量一個很大的河川是不可能的，因此常常在各種參考書中同一個河流的長度就可能是不一樣的。

下表所引用的數字大部分是取自1940年出版的「蘇維埃大世界地圖地理名稱索引」。然而却不能保證它的正確性。根據著者的意見某些西伯利亞的河流在這裏是被縮小了（勒拿河、黑龍江、鄂畢河）。

密士失必河和密蘇里河	6,793 公里
尼羅河和卡治拉（Kagera）河	6,500 公里
亞馬孫河	5,500 公里
長江	5,200 公里
拉巴拉他河及巴拉那河	4,700 公里
石勒喀河和額爾古納河合流以下的黑龍江	2,846 公里
發源於額爾古納河的黑龍江	4,478 公里
勒拿河	4,264 公里
發源於克東尼的鄂畢河	4,016 公里
發源於額爾齊斯的鄂畢河	4,524 公里
發源於拜克木的葉尼塞河	3,807 公里
發源於塞連加的葉尼塞河	5,473 公里
伏爾加河	3,688 公里
多瑙河	2,850 公里
德涅泊河	2,285 公里

生成大河的條件，除了在其上流的降水量要相當充分之外，還需要一個廣大的地區。地球上大多數的河流都是位於大平原區域（尼羅河、密士失比河、西伯利亞的河川等），這是不難了解的。

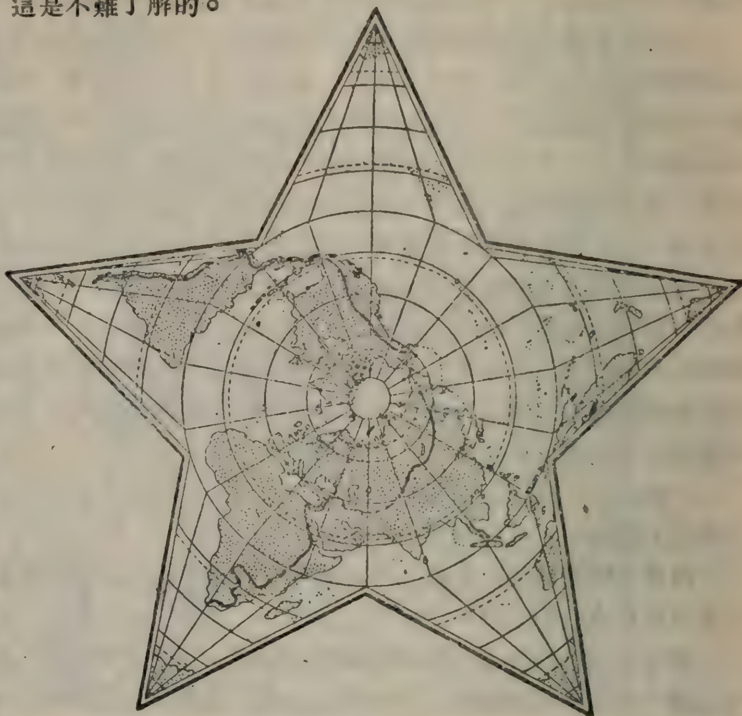


圖96 地球上的主要分水地帶

水系 河流和它的許多支流共同形成水系。水系的名稱通常來自它的幹流的名稱（伏爾加河水系、鄂畢河水系等等）。

水系的構造可能有各種各樣。最簡單的水系，是一個幹流以及兩旁有許多好像樹枝一樣的支流。如果河兩旁的支流的分佈是比較均勻的，這叫做對稱水系。亞馬孫河、德涅泊河、伏爾加水系等是這樣的例子。如果支流的分佈具有非常明顯的單一方面的性質，那麼這種水系就叫做不對稱水系（葉尼塞河、勒拿河）。

河的流域 河水來匯的整個地方，叫做該河的流域。自然，幹流的流域也就是它所有的支流的流域。同樣也很自然地，一個河流的流域也就不可能同時又是另外一個河流的流域。由此可以明顯看出，在兩個相鄰的聚水區域（兩個鄰河的流域）之間一定存在一種分水綫。這一分水綫在某一些場合沿着山脊通過，在另外一些時候是在高原，而有時是在平原地方。當分水綫沿着山脊或高原的最高點通過時，確定這一條綫的位置並不難。而當分水綫是在低下的平原地方時，想要精確地確定它的位置則是很困難的。同一個沼澤常是各種河流的水源。瓦修剛沼澤就是一個例子。

水流和流量

河床的傾斜 一切河流最具有特徵的地方就是水由水源向河口的川流不息的運動，這個水的運動就叫做「流」。水流的成因是由於河床傾斜，水在重力的作用下，沿着河床斜坡以或大或小的速度運動着。至於速度，則是直接決定於河床

傾斜的大小。河床的傾斜用兩點的高度之差對位於這兩點之間的地段之長的比來表示。例如，由伏爾加河水源到加里寧爲448公里，伏爾加河的水源與加里寧之間的高度之差等於74.6米，則在這一地區伏爾加河的平均傾斜，等於74.6米除448公里，即得0.00017。這就是說，在該地區的伏爾加河每長一公里下降17厘米。

河流的縱剖面　在地平綫逐次截取河流各個地段的長度，而在垂直綫上逐次截取這些地段的高度。把垂直綫的上端連結成綫，我們就得出來河流縱斷面（圖97）。如果我們不特別注意細節，那麼大多數河流的縱斷面可以簡化爲逐漸下降的、微微凹下的曲綫形狀，它的傾斜由水源向河口逐漸減少。

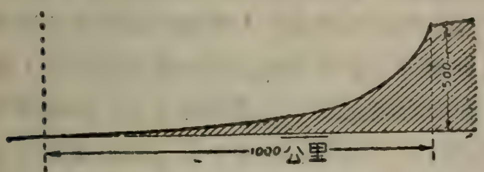


圖97　河流的理想縱剖面

但是河流各段的縱斷面的傾斜是不同的。例如，正如我們已經講過的，伏爾加河上游區域的縱斷面傾斜等於0.00017，位於高爾基城與珂瑪河口區域的縱斷面傾斜爲0.00005，而由斯大林格勒到阿斯特拉汗地區的縱斷面傾斜爲0.00002。

德涅泊河的情況也大致相同，德涅泊河上游區域——由斯摩稜斯克到奧爾薩（Орша）——的縱斷面傾斜於0.00017，而在下游區域由卡赫夫卡（Каховка）到赫路森（Херсон）——爲0.00001。在有激湍的區域——由羅茨曼斯卡亞·卡門卡（Лоцманская Каменка）到尼珂浦（Никополь）——的河流縱斷面的平均傾斜爲0.00042，即幾乎比斯摩稜斯克與奧爾薩間的河流縱斷面的傾斜大4倍。

我們所引的例子證明了，各種不同的河流的縱斷面是遠不相同的。這一點是很明顯的；因爲河的縱斷面所表示的是該地區的起伏、地質構造以及其它許多地理特徵。我們現在再觀察幾個例子。

我們舉由石勒喀河和額爾古納河合流的地方到黑龍江河口的一段黑龍江作例子。位於布里河河口與松花江河口之間的區域與鄰近區域相比較具有着比較傾斜急的斜坡，因爲在這裏黑龍江切斷着布里山脈，並在河床的縱斷面上形成一個顯著的階梯。在葉尼塞河的縱斷面上這種階梯看得更爲清楚。在這裏，傾斜急的斜坡區域我們可以在葉尼塞河橫斷西薩彥的地方看到，而後在橫斷東薩彥的地方看到，最後在葉尼塞山脈的北部終結處看到（圖98）。葉尼塞河縱斷面的階梯性證明着，上述各山脈地區所發生的上升運動（地質運動）是比較

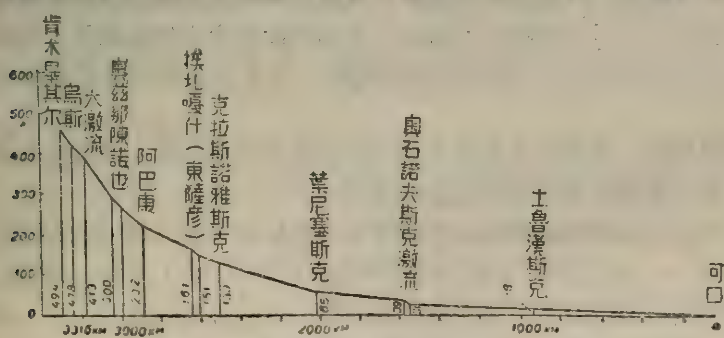


圖98　葉尼塞河的縱剖面圖

不久以前的事，河流還未來得及削平自己河床的縱斷曲綫。關於被黑龍江切斷的布里山脈，也是同樣的情形。

河流的流速　我們已經講過，河水的流速直接決定於河床傾斜的大小。然而這種相互依賴關係並不像所想像的那樣簡單。

任何人，即使對河川的事情知道不多的人，也都知道，河岸附近的河水的流速比河心的水的流速慢得多。船夫們對於這一點是最有經驗的。每次當船夫要沿着河流向上航行時，他就必須靠近河岸上溯；當他必須很快地向下航行時，他就使船在河心順流而下。

在自然河以及在人工河流（具有規則的槽狀的河床）上所進行的比較精密的觀察證明了，直接與河床相接的水層由於和河床壁以及河床發生摩擦的結果，致使它的運動速度緩慢。第二個水層就具有很大的流速，這是因為它不直接與河床相接觸（河床是不動的），而與緩慢運動的第一個層相接觸。第三個水層則具有更大的速度，等等。最後具有最大的流速的是距離河床底和河床壁最遠的部分，如果取一個河流的橫斷面，把流速相同的地方連結成綫（等流速綫），那麼我們就會獲得一個非常明顯的表現着各種速度的層的分佈圖（圖99）。河流的這種獨特的成層運動（在這種情形下速度由河床底和河床壁向中間逐漸增加）叫做成層等流運動或片流。

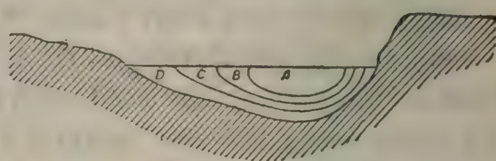


圖99　等流速綫

在自然河裏河床的形狀、方向及性質都顯著地與人工河的正規的槽狀河床不同，差不多永遠看不見正規的成層等流運動。在河床有彎曲的情形下，由於遠心力作用的結果，所有的水層向凹河岸方面劇烈地移動，因之引起許多其它的運動。在河床底部及河床邊緣上有凸出時，就產生旋渦運動、反流及其它非常強烈的偏轉，情形就更形複雜。在河水淺的地方，水的運動發生特別強烈的變化。在水淺的地方往往一個大流碎裂成扇形四散的許多小流。

除了河床的形狀及方向外，流速的增加也起着很大的作用。甚至人工河（有着正規河床的）裏的成層等流運動，在流速增加的情形下也發生猛烈的變化。在流速較大的河流裏，往往產生螺旋狀的縱流，以及小的螺旋運動和特有的脈動（Pulsation），即運動中的不均衡狀態，因而使運動的性質大大地複雜了。這樣一來，我們所看到的河水運動，不是成層等流運動，而是更複雜的運動，所謂湍流。

由上述可以明顯看出，測定河水的流速是一件相當複雜的事情。同時在這裏不使用理論上的計算，常常必須用直接測量的方法。

流速的測量。測量流速最簡單和最易作到的方法是使用浮標。用一塊木頭或者更好是用裝着少量水、瓶口上插一個小木棒的小瓶（圖100A），就是一個很好的浮標。我們利用手錶去測定浮標通過在河流裏相距一定距離的兩點的時間，我們就能計算出所求的速度。通常用一秒鐘內的米數來表示這一速度。

我們利用上述的方法，只能夠測出最上層河水的速度。要測定更深處的水層的速度，就使用兩個瓶子（圖 100Б）。此時上面的浮瓶提供的材料是兩個瓶子的平均速度。用第一種方法求出表面水流的平均速度，我們就能很容易的算出所求深處的水流速度。如果 V_1 是表面速度，V_2 是平均速度，而 V 是所求速度，那麼 $V_2=\frac{V_1+V}{2}$，由此得出所求速度

$$V=2V_2-V_1$$

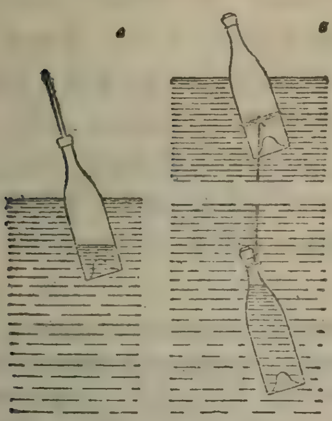


圖100 浮標瓶

如果使用一種叫做流速計的特殊儀器去測量流速，那麼可以得到十分精密的結果。流速計的構造原理如下：一個四葉螺旋槳固定在水平軸上，水平軸按在一個框架上，水平軸和螺旋槳能一起轉動，在框架的後端上有一個舵葉（圖 101）。把這個儀器放到水裏的時候，它受着舵的操縱，迎着水流而立，螺旋槳和水平軸一同旋轉。在水平軸上有一段是螺旋桿（endless screm），這種螺旋桿，可以與計算器連結。觀察者一面凝視着手錶，一面使計算器和螺旋桿連結起來，計算器就開始計算迴轉的次數。經過一定時間之後，使計算器和螺旋桿解離，觀察者就根據迴轉的次數來確定水流的速度。

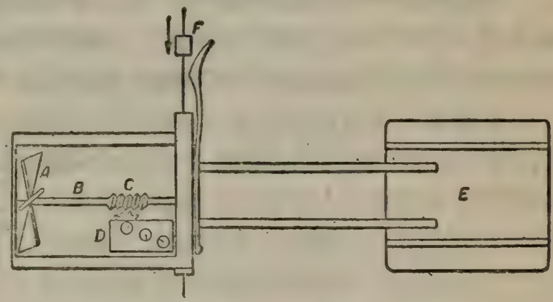


圖101 流速計的略圖
A—四葉螺旋槳，B—水平軸，C—螺旋桿，D—計算器，E—舵葉，F—從上邊操縱計算器和螺旋桿連結或解離的重物。

除了上述方法之外，還使用特別的水深測量器、測力計以及應用化學方法來進行測量工作，關於化學方法，我們在學習地下水的流速時已經學過了。克拉薩克夫教授水的深測量器可以做爲水深測量器的例子，克拉薩克夫教授水深測量器是一種橡皮囊，橡皮囊的口朝着水流的方向。我們根據在單位時間內流入這個橡皮囊裏的水量，就能够測出水流的速度。測力計測定出壓力來，我們根據壓力就能算出水流的速度。

當需要了解在河流橫斷面上流速分佈的詳細情況時，就應用以下的方法：

1. 製出一張河流橫斷面圖，爲了方便起見使垂直的比例比水平的比例大十倍。
2. 在曾經進行了流速測量（各種不同深度的）的那些點上引垂直綫。
3. 在每條垂直綫上按照比例尺記入各該深度並標出各該速度。

把速度相同的點連結起來，我們就得出許多曲綫（等速綫），根據這些曲綫能更清楚地了解該河流橫斷面上（圖99）流速分佈的情形。

流量 在單位時間內通過河流的一定横斷面而流過的水量，叫做該河的流量

（對該據點而言）。在理論上計算流量（a）是很簡單的：它等於河流橫斷面的面積（F）乘水流平均速度（V），即 a=FV 。例如，河流橫斷面的面積等於150平方米，而流速爲3米/秒，那麼一秒鐘內流量等於450立方米。就是說，在計算流量的時候，以立方米作爲水量的單位，而以秒作爲時間的單位。很顯然，爲了能表示出河流的特點必須取根據許多次觀察所算出的平均流量。例如，鄂畢河在新西伯利亞的流量每秒鐘等於1.777立方米，而在薩列哈爾德（即在鄂畢河河口）每秒鐘等於14,700立方米，所引用的數字是根據多年間在一定地點每晝夜三次觀測而計算出來的平均值。不言而喻，關於這種材料，地球上還有很多河流是沒有的。

總流量 在一秒鐘內流過河流的一定橫斷面的水量，我們把它叫做流量。在比較長的時間內流過河流一定橫斷面的水量，則叫做總流量。我們可以計算一晝夜、一個月、一個季節、一年、或者數年間的總流量。通常多計算一個季節的總流量，因爲季節性的變化對於大多數河流來說是特別強烈和具有特徵的。總流量，特別是年平均總流量的值（根據多年觀測所得的材料計算出來的總流量）在地理學上具有很大的意義。我們根據年平均總流量的值，能够算出河流的平均流量。如果用立方米數（立方米/秒）來表示流量的話，那麼就用立方公里數來表示年總流量（爲了避免數字龐大起見）。

一年四季中河流供水的條件 在冬季，蘇聯河流的大部分都是由地下水來供給水量。這種供水量是相當均勻的，因此蘇聯的大多數河流的冬季總流量的特點是最均勻，由冬初到春天之間微微地逐漸減少。

在春季，總流量的情況，總的來說河流的整個水文狀況，都發生猛烈的變化。在冬季以雪的形式而積存下來的大氣降水在迅速地融化，大量融化了的雪水就流入河川。結果造成了春汛，春汛繼續時間的長短決定於河流流域的地理條件。關於春汛的性質，我們將在以後敘述。現在我們只講述一個事實：在春季，河川除了來自地下水的供給之外，又添上了大量的融化了的雪水，因而總流量增加了很多倍。例如，珂瑪河的春季平均流量比冬季流量多12或甚至15倍。奧克河的春季平均流量比冬季流量超過15——20倍，在某些年份德涅泊河在德涅泊彼得洛夫斯克城附近的春季平均流量，比冬季流量超過50倍，小河的春冬流量之差更爲顯著。

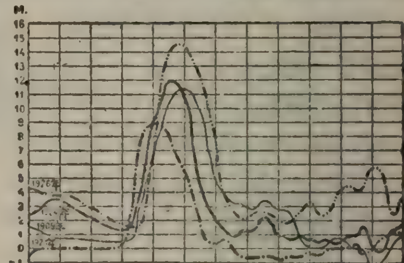


圖102 在古比雪夫市附近伏爾加河水面的變動

在夏季，河流的供水（在蘇聯的緯度上）一方面是來自壤中水，另一方面則是直接由雨水流的水滴供給。降落到地面上的雨水的一部分滲透到土壤裏，形成壤中水；一部分蒸發，另一部分成爲雨水流流入河川之中。根據科學院院士奧波克夫的觀察，在德涅泊河上游流域，這種雨水的直接供給量在夏季達10%。在聚水條件更好的山岳地區，這一百分比更顯著地增加。可是在永久凍結廣泛分佈的那些地區，雨水的直接供給量特別大。在這裏每次降雨之後河流的水位都很快地昇高（圖103）。

在秋季，隨着溫度的下降，蒸發量漸漸減少，表面流量（雨水總流量）逐漸增加起來。總的來說，在由液體大氣降水（雨）未被固體大氣降水（雪）所代替之前，在秋天，總流量的量是逐漸增加的。這樣一來，在秋天也和夏天一樣，河流同時得到來自壤中水及雨水的供給，但是在秋天雨水供給量漸漸在減少，到冬季時則完全終止。

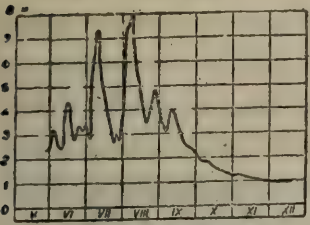


圖103　在滅爾赫揚斯卡城附近亞諾河水流的變動圖

在蘇聯領域內一般河流供水的過程就是這樣的。在高山地方，夏季除了來自地下水和雨水的供給之外，還有山雪和冰的融化水的供給。在沙漠及乾燥草原地區，山雪和冰的融化水起着主要的作用（阿姆河、錫爾河等等）。

聚水區域內水量的年平衡　如果我們用 x 表示落在河川流域裏的年降水量，用 y 表示平均總流量，用 z 表示一年內流域全面積的平均蒸發量，那麼就得出 $x=y+z$。

如果這個方程式中的兩個量的單位是相同的，那麼根據這兩個量就能够確定出第三個量來。在這種情況下，表示降水量最方便的方法是用單位面積上積水高度，正如同在表示降水量時所應用的那樣。例如降落在頓河流域的年平均降水量等於403毫米，頓河的總流量等於 66 毫米，那麼年平均蒸發量等於403－66＝337毫米。

在各種不同的地理條件下，降水量、總流量及蒸發量之間的比例是不同的。試舉幾個例子為證：

	降水量	總流量	蒸發量
德涅泊河（到基輔）	558	138	420
奧克河（到奧勒爾）	554	114	440
尼羅河	826	35	791

由以上所引的例子可以看出，奧克河與頓河的總流量與降水量之間的比例大致等於1：4，但是流經巨大沙漠地區的尼羅河的總流量與降水量之間的比例則是1：23。

流率　降水量與總流量的百分比叫做流率。例如，德涅泊河的流率為 24.7%；奧克河的流率為20%；尼羅河的流率為 4.3%。不難看出，流率是一個地方的地理特徵的非常重要的標誌。在某些情況下，不去計算流率，而計算在一秒鐘內由一平方公里流域所流出的水的立方米數。

河流水位的變動　在冬季，蘇聯河流的唯一的水的來源是地下水，因此河流水位就顯著地下降。夏天和秋天，由於雨水匯流到河裏來，河流水位逐漸上升，同時在該地方地理條件的影響下，河流水位發生或大或小的變動。在春天，當積存了 5—6 個月的雪很快地融化了的時候，這時大量融化了的水同時流入河中，

水位就迅速而猛烈地上漲。

根據在許多年間所進行的觀察證明了，水位的變動在各個不同的年份裏皆不相同。在某些年份的春天水位有時非常高，而相反地，在有些年份却非常低，其他季節也是同樣的情形。因此，不僅在一年的各個期間內水位發生變動，並且在不同的年份裏水位也發生不同的變動。水位的這種變動具有着很大的實際意義。沖毀橋樑、破壞堤防和河岸地層、淹沒或有時是完全毀壞和沖毀村落，這種情況從很早以來就迫使人們去注意水位變動的現象，並且對它進行研究。不難了解，對於水位變動的觀察是從太古以來就已進行着的（埃及、米索不達米亞、印度、中國等）。在河內航行，修建道路，特別是修築鐵路，都需要比較精密地觀測水位的變動。

十月革命前在俄國有 1,000 多個測量水位的水文站，水文站的數目到現在已經增加了兩倍。選擇具有直綫河床的河流，在沒有淺灘和砂洲的適當的地段建立測量水位的水文站。通常使用驗潮器來進行水位變動的觀測。所謂驗潮器就是設置在河岸附近的刻度爲米和厘米的測桿或量標。儘可能地採用該地方河流最低的水位作爲驗潮器的零點，一經選定了，以後就不再變動。驗潮器的零度和常設測標的零度一致。

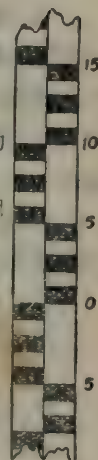


圖104 驗潮器的一部分

對於水位變動的觀測通常是在一天之內進行兩次（8時及20時）。在某些水文站按裝有自記的驗潮器（自記測水計），這種驗潮器能測出連續的曲綫形狀的記錄來。

根據對驗潮器的觀測而得出的材料，能畫出一定時期、一季度、一年或許多年水位變動的圖表。

春汛 在春天冰雪融化時期河流的水位急劇上漲，這時水漲滿了普通的河床之後，就漫過河岸流出，常常淹溺浸水地。蘇聯的許多河流所特有的這一現象，叫做春汛。

春汛到來的時間除了決定於該地方的氣候條件之外，還與河川流域的大小有關，河川流域的各段地區可能處在各種不同的氣候條件之下。例如，德涅泊河（根據在基輔城所進行的觀測）的春汛繼續期間是二個半月到三個月，然而德涅泊河的支流、蘇扎河和普納拉河的春汛繼續期間一共只有一個半月至兩個月。

春汛的高度決定於許多原因，而其中最主要的是：

1. 在融化開始之前河川流域裏的積雪量；

2. 春季冰雪融化的强度。

同時在河川流域的土壤爲水所飽和的程度、土壤的凍結和融化、春天的降水量等也具有一定的意義。

蘇聯歐洲部分的大部分大河所具的特徵是春季漲水達四米。然而，每年春汛的高度都有很强烈的變動。例如，以伏爾加河來說，在高爾基城漲水達 10—12 米；在烏利楊諾夫城——達14米；根據86年間的觀測，而德涅泊河（由1845—1931）春汛時漲水由2.1米達 6--7或8.53 米（1931年）。

河水上漲到最高度時造成洪水，給居民招致很大的災害。我們舉1908年莫斯科的洪水做例子，當時莫斯科市的大部分以及莫斯科—庫爾間數十公里鐵路的路基都被水淹沒了。1926年春天，伏爾加河的河水異乎尋常的上漲，結果伏爾加河沿岸的許多城市（里濱斯克、雅羅斯拉夫里、阿斯特拉汗等），都遭受了很大的水災。

由於流冰堆積的關係，西伯利亞的大河的河水上漲達 15—20 米，或更多。例如，葉尼塞河的河水上漲達16米，勒拿河（在布隆附近）的河水上漲達24米。

洪水 除了定期的反覆的春汛之外，還有突然的水勢上漲，這種上漲或者是由於傾盆大雨所致，或者是由於其他原因所致。這種河水的突然上漲，有別於定期的反覆的春汛，叫做洪水。洪水與春汛不同，在一年四季的任何時期都能發生。在河流的傾斜度非常小的平原地方的條件下，這種洪水主要地只能使小河的水位猛烈上漲。在山地的條件下，在比較大的河流裏也發生洪水現象。在蘇聯，特別强烈的洪水是發生在遠東地方，在那裏除了山地條件之外，還有驟然的連續不斷的暴雨，連下一兩天，降水量在 100 毫米以上。在遠東地方，夏季洪水往往是很猛烈的，有時是破壞性很大的洪水。

平水期 在河流沒有雨水的供給而幾乎完全靠地下水供給的時期，水位是最低的。水位最低的這個時期叫做平水期。一般認爲春汛減退以後就是平水期的開始，秋季水位上漲的開始就是平水期的結束。也就是說，蘇聯大多數河流的平水期（或稱普通水量時期）是在夏季。

河流的凍結 寒帶和溫帶的河流在冬季寒冷時期都覆蓋着冰。通常河流的凍結開始於流速最弱的河岸。以後在水面上出現冰晶體和冰針，它們多數聚在一起，形成所謂「薄冰」〔註一〕隨着河水逐漸冷却，在河裏就出現了冰塊，這種冰塊的數量逐漸增加。有時連續的秋季流冰繼續數天之久，而在平靜無風的冷天時，河水就迅速的「凍漲」起來，特別是在堆積大量冰塊的河道轉彎的地方。在河流被冰覆蓋之後，河流就由壤中水供給，往往水位逐漸下降，河裏的冰也就凹陷下去。

冰向下凍結，冰層逐漸厚起來。冰層的厚度隨着氣候條件的不同而不同：由幾厘米到0.5—1米，有時（在西伯利亞）達1.5—2米。由於冰雪融解和降雪凍結的結果，冰層也常由上面厚起來〔註二〕。

許多水泉噴出比較熱的水的結果，有時形成了河流中央不凍的部分(Polynia)即不凍結的區域。有時也可以看到這種不凍結的地區在從深湖流出的河流的出口處。例如，安加河由貝加爾湖流出的出口處有15公里，在某些年份甚至有30公里完全不結冰。（安加拉河把貝加爾湖的比較暖和的水都「吸收進去」，這種水

〔註一〕 有時過度冷却了的水在河底形成海綿狀的冰。這種冰叫做「底冰」「ground ice」，浮起之後形成所謂「泥冰」（Sludge），這種泥冰被河流冲走。某些河流的泥冰很多，致使河水溢出河岸，而後凍結。這種情況在中部和東部西伯利亞的許多河流特別顯著。

〔註二〕 在永久凍結的地區，冰層也由於生成噴水冰塊而加厚。

以後就慢慢地冷却到冰點）。

河水的解凍　受春季太陽照射的影響，冰上的雪開始融化，結果在冰的表面上形成透鏡狀的水潴。從河岸流下的融化水流加速了冰的融化，特別是在河岸附近。開始的河水上漲沖破了冰層，最後形成流冰。

河流與氣候　根據以上對一年四季中河流的水文狀態的敍述，可以明顯看出，氣候對於河流有着很大的影響。例如，把東歐的河流與西歐及南歐的河流比較一下，以分別出它們之間的差異，就可以充分明白氣候對河流的影響。蘇聯的河流在冬季凍結，春季解凍，在春汛期河水暴漲，達十分大的高度。西歐的河流很少凍結，幾乎沒有春汛。南歐的河流，完全不凍結，最高水位是在冬季。我們還可以在其它氣候地帶，找出各地方的河流之間所存在的更爲顯著的差異。我們提一下亞洲季節風地區的河流，北非、中非及南非的河流，南美的河流以及澳洲的河流等，就足够說明這一點，所有這一切情形使蘇聯氣象學家瓦耶克夫有根據把河流按照它所處的氣候條件加以分類。根據這種分類法（以後稍有變更），地球上的一切河流分爲三大類型：1.幾乎完全受冰雪融化水所供給的河流；2.僅由雨水所供給的河流，3.由以上兩種方法同時得水的河流〔註一〕。

屬於第一種河流的有：

甲・沙漠地區的河流，被山峯積雪的高山所圍繞着。這種例子有：錫爾河、阿姆河、塔里木河等；

乙・北極地區的河（北西伯利亞及北美河流），主要的位於島嶼上。

屬於第二種河流的有：

甲・雨水供應比較均勻的西歐河流：塞納河、美因河、摩塞耳河等等；

乙・地中海沿岸冬季泛濫的河流：意大利的河流，西班牙的河流等等；

丙・熱帶及季節風地區的夏季泛濫的河流：恒河、印度河、尼羅河、剛果河等等。

屬於第三種的，即受融化了的雪水以及雨水供給的河流有：

甲・東歐或俄羅斯平原、西部西伯利亞及北美等地方的春季泛濫的河流；

乙・從高山上獲得供水的春季泛濫和夏季泛濫的河流。

河 流 的 作 用

河流作用的分類　一切流水的特點都是沿着傾斜面向前運動，這種不斷的前進運動作着一種功。根據力學法則，流水所作的功直接決定於流速及水的質量，或者更確切點說，決定於保守力（живая сила）〔註二〕。

〔註一〕1945年李沃維奇對河流的分類法曾加以相當的修正。他設立了38個細目（Sub-group），並且把它們分爲12個目（group）。這種分類法十分複雜，所以在本書裏我們不可能對它加以敍述。

〔註二〕如我們在物理學裏已經學過的，保守力等於水的質量加速度平方之積的二分之一$\left(\frac{MV}{2}\right)$。

隨着保守力的大小的不同，河流或一切其他流水的作用是不同的。我們談一下三種最典型的情況：

1．水的保守力超過組成河床底部和河床壁岩石微粒的重力的情況。在這種條件下運動着的水能够擊離岩石微粒，並將微粒冲走。結果，河床就逐漸加深，逐漸變寬。這一過程通常叫做河流的侵蝕作用。

2．保守力被水所搬運的微粒的重量所抵消的情況。在這種條件下只可能發生微粒的運搬（運輸）作用。

3．保守力不足於搬運微粒的情況。在這種情況下，河流就使微粒堆積在河床底部之上。堆積的結果，就產生河床底部上昇的現象。這種堆積過程叫做河流的堆積作用。

在河流的任何地段都可能看到這三種過程。但是在流速最大的河流上游地區通常是侵蝕作用佔優勢，在流速最小的下游地區則是堆積作用佔優勢。在河的各段地區，隨着在該段地區某種過程佔優勢，因之各該地區的情況也不同。這種情況就使得我們有根據把每一個河流分為三種基本地區：上游地區，中游地區和下游地區。在流速比較大的上游地區侵蝕作用，特別是垂直侵蝕作用佔優勢，結果就使河床的深度逐漸加深起來。在中游地區侵蝕作用和堆積作用大致相等。在下游地區堆積作用很顯然地比侵蝕作用佔優勢。

侵蝕　侵蝕作用既表現為流水的機械作用，也表現為河流的化學作用。化學作用的分佈比較少（在和易於溶解的岩石相遇時）。機械作用則比較佔優勢。

機械作用分為兩種：磨削（Ablation）和溶蝕（Corrosion）。磨削是易碎物質的流轉。溶蝕的過程則相當複雜。挾帶砂粒、石礫以及比較大的石塊的流水能够擦傷、磨損及冲裂非常强硬的岩石。我們大家都知道，常常有的山中河流甚至在最堅固的岩石上鑿出最深的峽谷。此外，水的渦旋運動使得石礫和碎石旋轉，這種石礫和碎石能掘出很大的窪地。

侵蝕分為兩種：垂直侵蝕（使河床底部加深）和側方侵蝕（使河床加寬）。

在河流具有很大流速的情形下垂直侵蝕佔優勢，而在流速小時則側方侵蝕佔優勢。

垂直侵蝕　在河流的上游地區，特別是在小河，垂直侵蝕作用表現得非常明顯。對於我們開始研究垂直侵蝕這一點來說，最好是利用小河流，或者更好是利用那些由於雨水和在春天冰雪融化而形成的暫時的河流。

試想有一個由砂和粘土組成的很小的高原，這一高原的一個斜坡逐漸變成平坦的平原。再試想有一個急流沿着斜坡奔流鑿入土壤層裏。斜坡越急，水流越快，水流的穿鑿力也就越强。一切被河流冲走的易碎物質都被運到平原去，並且在那裏堆積起來。在每個由斜坡流入平原的河流中都能够看到這樣的情形。在任何情形下我們都能看到，河流工作的結果，是形成了溝和谷，也就是河流完成了垂直侵蝕的作用。同時水流越急，那麼它使河床加深的作用也就越大。

在我們所舉的例子中，都是河流切鑿易碎的岩石。但是在山岳地方有成千成

萬的河流它們能切鑿最堅固的岩石，而形成深的峽谷。正如已經講過了的，在這裏起着巨大作用的是那些山地河流所挾帶的堅固岩石的碎屑。

但是不管流水和河流的力量有多麼大，垂直侵蝕是不能永遠無止境的繼續下去的。到了一定的時候，河床的下切停止，垂直侵蝕就要被側方侵蝕所代替。關於垂直侵蝕的概念，我們再稍微詳細地講一下。

侵蝕基面 我們再來考察一下山谷被侵蝕的例子。

如前所述，在谷口，我們往往能發現很厚的泥沙和碎石的沖積物。這種沖積物的存在就十分明顯地證明了在谷口附近河流的流速顯著地減低下來。很明顯的，谷口附近的平坦地面是在現有的條件下河流再不能向更深處切鑿河床的境界。這個成為河流垂直侵蝕界限的水平面，叫做該河流的侵蝕基面（圖 105）。

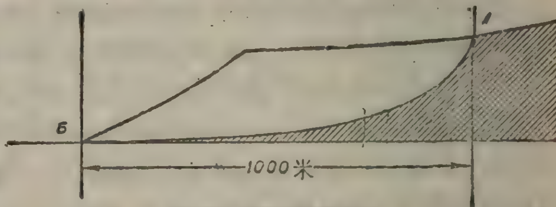
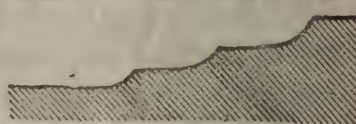


圖105 理想河流縱剖面
甲—侵蝕頂；
乙—侵蝕基面

長達數百以及數千公里的河流流經具有各種地質構造和各種起伏形狀的地方。在這種比較複雜的條件下，每一河流不僅具有一個侵蝕基面，而具有着幾個侵蝕基面，同時每一個侵蝕基面產生的原因都和上述侵蝕基面產生的原因是相同的。例如，如果落差很大的河流地區被落差很小的地區所代替時，這時垂直侵蝕作用便會立刻停止。這樣一來，侵蝕基面便在這兩個地區的境界上。當在河道上有着岩石比較堅固的難於侵蝕的地區時，大致情形也是這樣的（圖 106）。但是，如果河流的作工長時間地繼續下去，那麼最後也必定切鑿出堅固的岩石，河床因而逐漸削平。因此，在一切河流的所有侵蝕基面之中，只有與河水最後一同流入海或湖的水平面相等的那一個侵蝕基面，始終是不變的。絕大多數的河流的侵蝕基面是大洋的水平面。這與上述那些即使是緩慢的但也是不斷變化的其他侵蝕基面不同，大洋的水平面是比較恒久不變的。這個侵蝕基面有別於其他侵蝕基面，叫做基本侵蝕基面。


圖106 在各種硬度的岩石存在的條件下，河流的縱剖面（粗黃線表示堅固的岩石）

對於支流來說，支流流入的河表面的水平面是它的最後侵蝕基面。但是這個侵蝕基面決不能叫做基本侵蝕基面。因為它也隨着主流河床的加深而發生變化。

側方侵蝕 河床加寬的過程通常是和垂直侵蝕同時進行的。但在垂直侵蝕十分強烈的情形下，側方侵蝕是完全覺察不到的。然而隨着垂直侵蝕程度的減弱河流侵蝕河岸及擴展河床的作用就越來越明顯了。並且甚至於在垂直侵蝕完全停止的時候，側方侵蝕的活動還仍然繼續着，並且在某些場合表現得特別明顯。後一種情況在蛇行河的凹岸地方可以很明顯的看見。傾斜急的被河流侵蝕的河岸形成所謂「絕壁」（Steep bank），這種絕壁不僅存在於中游地區，同時也存在於下游地區。

蛇行的凹岸遭受强烈侵蝕的原因是非常明顯的。在河流彎曲處，主流綫根據惰性法則及遠心力法則向凹岸方面移動，因而使凹岸發生很大的破壞(圖 107)。只要河流有一個很小的彎曲，就足够使主流綫向凹岸方面移動。主流綫的移動使凹岸的侵蝕加速，使沖積物容易在凸岸處堆積起來，同時使河流的彎曲逐漸增大。同樣由於惰性和遠心力作用的結果，在前一個彎曲的下流地方，又形成了一個新的彎曲。最後河流成蛇曲的形狀，這叫做蛇行（meander），即河道曲流。河流彎彎曲曲，這是傾斜微弱的平原的特徵。

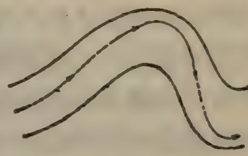


圖107 在蛇行河道主流綫的彎曲情況

河流的彎曲，由於側方侵蝕的結果，不斷地在變化着。河彎向側面發展，而成半圓形或月牙形，漸漸逼近，最後沖成新河道，趨直而流，共所遺留之舊河道，起初成深陷的河灣（小灣：Creck），這種河灣以後由於砂子的沖積而與河流分開變成了湖——弓形湖或牛軛湖（Ox-bow-lake）（圖108）。結果河流在平原上蜿蜒，有時擴展到很大的面積。

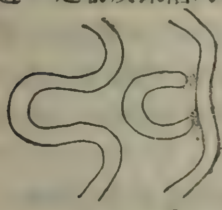


圖108 弓形湖的形成

側方侵蝕的界限是山岳和高原。但歸根結底，就是這些界限也並不是永久的界限。如果地殼失掉了自己的可動性，即失掉了創造新的起伏的能力的時候，那麼河流便可能消滅一切山脈及高原，便可使起伏不平的地球表面變爲一大片平原。然而，正如我們所知道的，並沒有發生這樣的情形，因爲地殼受地球內力的影響在不斷地創造着新的地勢的起伏。

運搬作用 水的運搬力首先決定於流速。流速最小的流水能够搬運極微小的泥滓。沙粒的運搬則要求着比較大的流速，而大的石礫只能被流速十分大的水所流轉和運搬。根據下表我們能够對河流運搬力的情形得到十分明確的概念。

	運 搬 物	運搬一定物體所需之流速		
1)	細沙	每秒	0.15	米
2)	粗沙	每秒	0.20	米
3)	小石礫	每秒	0.50—0.70	米
4)	直經約25毫米的石礫	每秒	0.90	米
5)	直經約50毫米的石礫	每秒	1.50—1.60	米
6)	體積在 5 立方厘米以下的石塊	每秒	2.25	米
7)	體積在50立方厘米以下的石塊	每秒	4—5	米
8)	體積在 500 立方厘米以下的石塊	每秒	14—12	米

大多數河流底部附近的流水的速度，每秒鐘約爲 0.5 米，所以，只能够運搬淤泥和細沙。山地河流的流速每秒達 7——10米，或更多，所以它們能够運搬15

公斤或更重的石塊。

淤泥成懸濁狀態被運搬之。由於上昇漩渦作用的結果，淤泥在水裏能够很長時期保持懸濁狀態。沙粒主要是沿着河底流轉。在河水暴漲的時候砂礫的運搬是非常不規則的，成懸濁狀態，像「雲」一樣。石礫幾乎全部被流轉，單個地流轉或者是大量地一起流轉，這要看河流的流速大小來決定。在山地河流中通常有成帶的石礫沿着河底流轉着，發出一種特殊的騷音。同樣也流轉着巨大的石塊，在互相衝撞的時候發出相當强烈的衝擊聲。

大河所運搬的懸濁物質的數量比流轉的石礫的數量多得多。如果所運搬的石礫的數量爲1，那麼懸濁物質的數量就將由10到30。但是，對於各種不同的河流這種數量也就不同，這一點不僅僅要看流速如何，同時也要看懸濁物質是否存在或多寡而定。

堆積作用　我們已經不止一次地講過了，河流所運搬的易碎物質的數量和質量主要是决定於水量和流速。只要流速一變得緩慢，就必然地要使那些在流速減少時不能繼續運搬的細碎物質堆積起來，這是十分自然的事情。一切河流都在下游部分、而且主要地是在河口附近使自己的流速變緩。由此便可以明瞭爲什麼河流的下游部分，特別是河床是形成堆積物的主要場所。

現代流水所造成的堆積物，叫做沖積層。一個河流的河道到處都有沖積層，但是河流的各個部分的堆積物的情形則不相同。在流速最大的上游部分，堆積着最大的岩屑(石礫、岩屑、石塊)，相反地，在下游地方堆積着小的岩屑（沙粒和淤泥）。如果急湍的山地河流流入平原，那麼它就會立刻失掉它最初的速度，同時水流所挾帶的岩屑物質就在山和平原交界處堆積起來。由不整齊的大石塊、砂礫以及泥沙等形成的堆積物一般都成粗底的圓錐體狀，這種圓錐體形狀的堆積物叫做沖積錐或沖積扇（圖109）。在流經很長地區的普通的河流裏，堆積着很整齊的沖積層。同時，當河水一發生增或減的情形時，都馬上影響堆積物的性質。在水量小及流速慢的情形下細砂和淤泥沉積下來，而在水量大流速比較快的情況下則粗砂和石礫沉積下來。結果，就形成十分清楚的層次，同時大岩屑的層次和小岩屑的層次通常是相互交替着的。周期重複的運搬物質的沉積，沖走以及重新沉積，使河流沖積層具有特有的層次，所謂重疊層或交疊層（圖110）。重疊層對於河流作用所形成的堆積物來說，是非常典型的和具有特徵的。

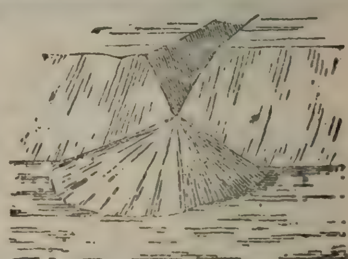

圖109　沖積錐（沖積扇）


圖110　重疊層

位於河床及河岸的沖積層創造出各種各樣的形狀：淺沙洲、岸堤、段丘等等。這些形狀在河流的下游及中游常常見到。正如我們已經講過的，河流一有彎曲，一方面給强烈的側方侵蝕創

造條件，而另一方面則給堆積作用創造條件。彎曲（河道彎曲）增大和加深、形成弓形湖、河床移動又重新引起侵蝕和堆積。最後廣大的河谷的整個底部成爲複雜的各種各樣的河流沖積層，而河床是切割在這種沖積層裏。

淺灘、沙嘴和沙洲通常是在河流的中游和下游發現。它們的產生原因非常複雜。淺灘、沙嘴和沙洲往往產生在支流和主流的會流處，因爲當支流流入主流的時候就使它的速度急遽減少，因而就使所挾帶的泥沙迅速沉澱。堆積的結果漸漸使主流繞道行進。結果就形成了河道彎曲，而隨着也就形成了很多新的淺灘、沙嘴和沙洲。所有這些生成物的特徵是容易變更形狀。每個沙洲、每個沙嘴和每個淺灘都沿着水流漸漸向下移轉。移轉的情形是這樣的：淺灘、沙嘴、沙洲的前端逐漸被沖走，而在它的後端又發生堆積作用。沉溺在河裏的樹根、沉船殘骸，就成爲產生新的淺灘的原因。

某些河流具有很多的堆積物。屬於這種河流的，多半是那些由山地流入平原的河流，或者是以暴漲爲特點的河流。堆積物堆積在河床底部以及河床兩岸，就造成河底及河岸的逐漸昇高，最後河流在高出河床的地方流動，而河谷的鄰近地區就低一些。特列克河（Терек）、庫班河等都是這樣的例子。這類生成物通常都是在河口附近。例如，密士失必河的自然堤高達 4—5 米，由俄亥俄河口一直蜿蜒到海邊（一千公里以上）。在河水暴漲的時候，自然堤很容易被水沖毀，因而造成很大的水災。爲了免於洪水之害，人們施設各種工程來鞏固天然堤，這樣就使流速增大，減少了堆積作用。

河　　谷

河谷的發展和它的類型　河床位於其底部的、延伸的低窪地方叫做河谷。河谷和溪谷在大多數的情形下都是由於流水的作用而生成的。最初流水沿着由各種不同原因生成的谷形窪地奔流。這種窪地有的是山谷、丘陵和高原之間的低地、有的是由於風和地下水的作用而形成的凹地等等。流水在這些谷形窪地中間創造出縱傾斜比較勻整的谷道。

河谷的最初的形狀是谷壁比較垂直的溝谷（圖 111）。但是只有在岩石硬度很大並且能夠保持自己的斜坡的垂直狀態的時候，才能形成這樣形狀的谷。此外，當谷的加深非常迅速、風化作用還沒有使斜坡的形狀發生變化時，也能形成這樣的谷。那些切鑿在花崗岩、玄武岩以及其他相似岩石層上的狹谷（Ущелье）就是這樣的例子（圖 112）。

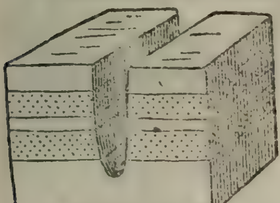


圖111　溝谷的模型

我們現在來考察一下最典型的和分佈最廣的谷的形狀。幾乎完全由於垂直侵蝕作用在非常堅固的岩石層上形成的谷叫做嶂谷（Теснина）（圖113）。嶂谷的上部和下部幾乎具有相同的寬度。這種谷的底部往往整個的都是河床。嶂谷爲高

山（高加索、帕米爾、阿爾卑斯山及其他許多山脈地帶）所特有。

峽谷（Каньоны）是谷壁陡峻、側方侵蝕不大、而下切很深的河谷。峽谷主要地是乾燥氣候的地方所特有的：由於大氣降水量少而使陡峻斜坡能夠保存很長的時間。在氣候比較濕潤的地方，只是在容易吸收大雪降水，因而使雨水流無法形成的那些岩層上，才能形成峽谷。這種岩石是石灰岩、砂岩等。峽谷在蘇聯的克里米亞、高加索等處可以看到。最深的峽谷是在美國的亞利桑那州；科羅拉多河的大峽谷深達1,500米或更多(圖114)。



圖112　由石灰岩組成的峽谷

在雨水流、地下水及其它因素的影響下，河谷的最初形狀，是相當快地就發生了變化。在組成谷壁的岩石如果是同一種類的情形下，河谷的橫斷面最初將是V字形，以後逐漸變成U字形。U字形河谷進

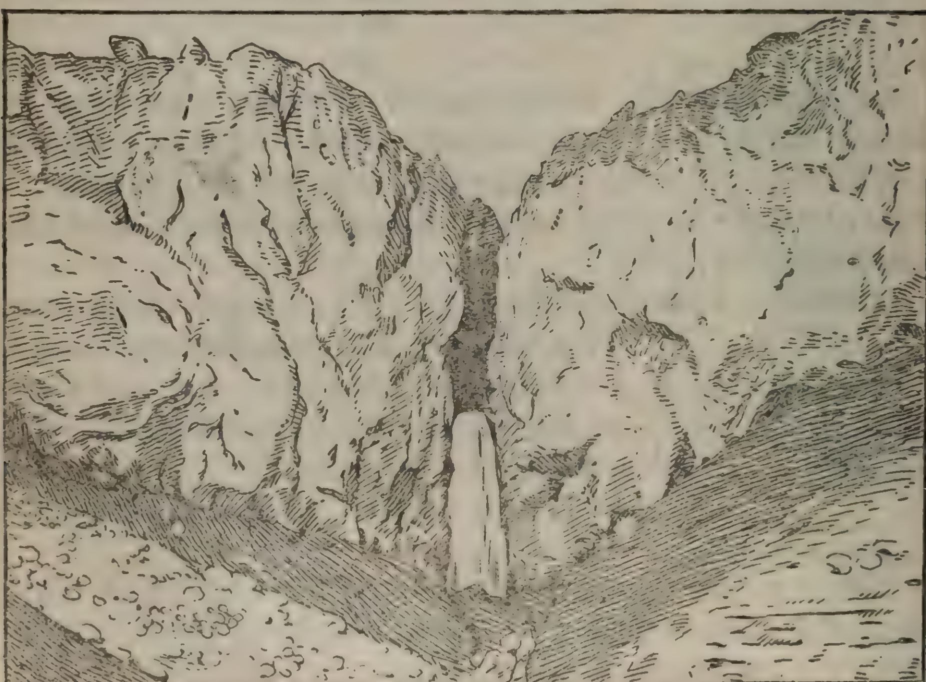


圖113　有瀑布的峽谷



圖114 科羅拉多河的大峽谷

一步發展，由於長時間的側方侵蝕的結果，河谷便大大地加寬起來，谷底漸平。這種河谷的橫斷面像凹字形，這就使得我們有根據把這種河谷叫做凹字形谷。在河水上漲期間，這種河谷的谷底在某種程度上能被水所充滿。凹字形谷的河岸必須分爲兩類：組成谷壁的岸壁及河流本身的河岸。而前者有別於後者，叫做基本河岸。

當河谷切鑿在不同性質的岩層上時，斜坡的形狀就更爲複雜。例如，各種不同硬度（或是各種不同組成）的岩層水平成層時，斜坡的形狀就會像階梯的一般(圖115)，在這種岩層傾斜成層時，斜坡大部分是不對稱的(圖116)。總起來說，河谷斜坡的形狀是與岩石的性質和岩石的產生狀態有着密切的



圖115 因岩石性質不同而形成的階梯式斜坡

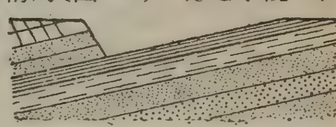


圖116 因地層位置不同而形成的不對稱谷的横斷面

關係。岩脈、裂縫、褶曲、火山岩的露頭，以及其他各種變化都馬上對河谷的坡度發生影響。

以後河谷形狀的變化，主要是向它擴展的那一方面，這一點主要受側方侵蝕所決定。

浸水地 河流蜿蜒流經的地方，在河水上漲時為水所淹溺的平坦地區，叫做浸水地。浸水地往往到處都堆積着沖積層。浸水地的寬度是各不相同的。平原河流浸水地的寬度達到特別大的規模。例如，珂瑪河下游的浸水地寬達5公里，奧克河的浸水地寬達6—8公里，而在某些時候竟達15—20公里。伏爾加河中游的浸水地達15—20公里，而在下游達30—40公里。順流而下浸水地逐漸地加寬起來。同時也應該指出，河流各個部分的河谷寬度也起着強烈的變化。

河岸段丘 河流在不斷地使自己的河谷變寬，同時還繼續加深着自己的河床，而下切到浸水地的地層裏。由於河流長期進行垂直侵蝕和側方侵蝕的結果，在更深的地方就形成了新的浸水地，其所遺留的舊浸水地，在河水上漲的時候，就不再被水淹溺，而形成段丘，或者更正確些說，形成河岸段丘。河流繼續加深自己的河床時，就能有新的浸水地和新的河岸段丘形成。最後，河谷的傾斜就成階梯的性質（圖117）。很顯然，最低層的河邊平原（浸水地）是最新的，而最上層的是老的。在記述河岸段丘時，通常是從下向上數的：浸水地、浸水地上邊的第一河岸段丘、第二河岸段丘等等。

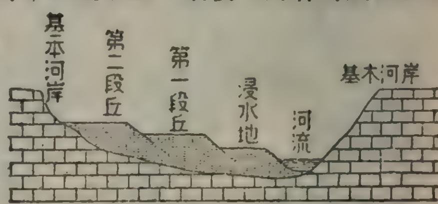
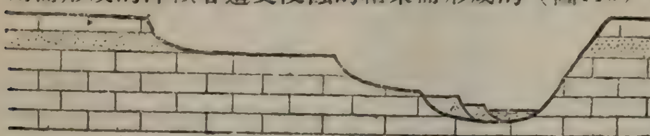


圖117 具有沖積段丘的河谷的橫斷面圖

河岸段丘依其構造和成因分為兩種：基本段丘和沖積段丘。前者是由於組成某一地方的基本岩石被侵蝕的結果而形成的。組成基本段丘的岩石也就是組成基本河岸的岩石。有時基本段丘按其成因，叫做侵蝕段丘。

後者，即沖積段丘是由河流沖積層形成的。這種沖積段丘是從前由於河流作用而形成的沖積層遭受侵蝕的結果而形成的（圖118）。


圖118 基本段丘和沖積段丘

河岸段丘的數量和大小（高度）是多種多樣的。例如，伏爾加河（到珂瑪河河口）有着三個層很清楚的河岸段丘，同時第三河岸段丘高出河面35—45米，而寬度達10—15公里或更多。中部西伯利亞台地的河流有特別多的河岸段丘（由10—15個或更多）。中部西伯利亞地方河流的上段丘（Upper terrace）高達300米或更多。相反地，西部西伯利亞低地河流的段丘就很少（2—3），並且它的高度通常也不超過20—40米。

應該指出，河岸段丘的數量和大小與其說是受河流的大小所決定，毋寧說是受河流所在地方的地質所決定。

形成河岸段丘的原因主要地是長時期的垂直侵蝕。垂直侵蝕加強的時期通常是和基本侵蝕基面降低的時期相關聯。侵蝕基面的降低是該水系所在地的地殼緩慢上升的結果，這樣一來，河岸段丘在許多時候就成爲某一地區地殼緩慢上升的指標。

換句話說，研究河岸段丘使我們能够解決與研究陸地的永久變動有關的問題，關於陸地的永久變動我們將在以後叙述。從這一方面來說，研究含有以前的陸地永久變動的痕跡的古代河岸段丘是特別重要的。

激湍和瀑布 河流在它的道路上與各種硬度的岩石相遇。當堅硬的難於侵蝕的岩石被易碎的易於侵蝕的岩石所代替時，在河流的底部便形成一個級層地（或者是許多個級層地）。有時這種級層地的傾斜可能比較緩和，因之河流便在這裏形成了激湍（Порог）。有時這種級層地可能是非常陡峻的，在這裏便形成了瀑布。在河裏有許多傾斜緩的級層地存在時，就形成激湍急流區，在級層地的傾斜陡急時，就形成小瀑布（Каскад）（圖119）。

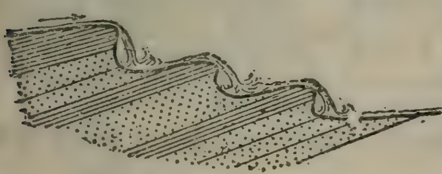


圖119 小瀑布

在河流中能常常遇到激湍，它在航行上是一個很大的障碍。

在激湍地區一般地是河流以極大速度在奔流，往往澎湃怒吼，在暗礁和明礁附近滾泡飛沫。德涅泊河的激湍在蘇聯歐洲部分非常著名（關於它的記載可以在任何地理讀本中看到）。現在由於修築了人工堤壩把德涅泊河的水位提高了37.5米，激湍已告消失。在蘇聯的西伯利亞有許多帶有激湍的河：葉尼塞河的上游、下東古斯科河、中東古斯科河、安加拉河及其他河流等。特別是安加拉激流給予航行以很大的困難。現在在這裏也正在進行着建築地球上最大堤壩及水電站的工程。

在發達很弱的級層地上不能形成激湍，但是河流的流速却因之增大起來。河流的這種區域叫做急流（Быстрина）。水位低的時候，急流對於航船是很危險的。在水位高的時候，不怕有急流，就是有許多激湍，也可以航行。

在山地常常遇到瀑布，但主要是在規模很小的河流中。而在大的河流中，瀑布是比較少的。尼亞加拉大瀑布（在北美），維多利亞大瀑布（在南非三鼻給河），以古阿斯大瀑布（在南美）及其他許多瀑布，是大瀑布的例子。尼亞加拉大瀑布位於尼亞加拉河上，伊利湖和安大略湖之間，寬度在一公里以上，高達48米。

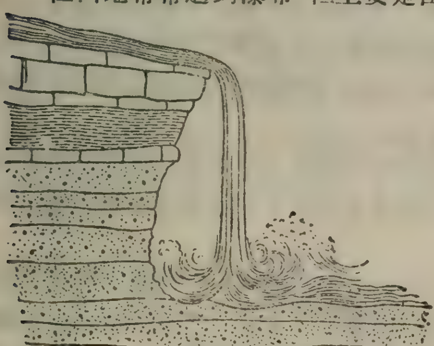


圖120 尼亞加拉大瀑布簡圖

在這裏級層地是由堅固的石灰岩的露頭形成的，在石灰岩的下邊是比較不堅固的岩石，主要的是砂岩（圖120）。在許多年間所進行的觀察證明了，尼亞加拉大瀑布每年沖毀級層地達1.5米，因此，瀑布每年便向伊利湖方面後退1.5米。由大瀑布切鑿而形成的峽谷長度達十一公里，且低於級層地（圖121）。

維多利亞大瀑布的高度比尼亞加拉大瀑布的高度還要大。三鼻給河切鑿着玄武岩層，逐漸加寬起來，而後被岩島切成四條瀑布落入深的裂隙中。瀑布的高度由79米到 122 米。

在南美有很多高大的瀑布 。 其中最大的是以古阿斯瀑布（在巴拉那河的一個支流以古阿斯河上），高達70米。英領圭亞那的凱斯特爾瀑布的高度非常大。在這裏比較不大的河流也由 240 米的高處流下。



圖121 尼亞加拉瀑布區

深水區和淺水區 由於各種原因所引起的河床傾斜的微弱變化，使河流分爲兩種類型的地區：深水區（Плёс）和淺水區（Перекат）。深水區的水流平靜並且河水很深 。 相反地，淺水區的水流比較急湍，並且河水不深 。 深水區由於水很深的關係，所以在船舶的航行上，是非常便利的，而淺水區，特別是在枯水時期，在航行上是一個很大的困難。因爲淺水區的淺灘的一部分被逐漸沖走，而在另一部分繼續不斷的堆積的關係，淺水區就沿着河流向上或向下慢慢移動。深水區和淺水區特別是大河的中游和上游所特有的。

河流各段河谷的性質 大部分河流上流區域的特徵是河谷狹窄而又下切很深。當河流切開了易碎岩石的時候，河谷的斜坡在大氣降水以及其他原因的影響下，很快地就變得傾斜很緩。在堅固岩石上則完全是另外一種情形，關於這一點我們在前面已經講過了。地球上的大部分巨大河流都是發源於山地，也就是說恰好是發源於堅固岩石分佈的區域。因此各種峽谷、峽谷形的或大峽谷形的狹而深的谷，便爲各河上游所特有。在那些地方常常有激湍、小瀑布和瀑布。河流上游的沖積層的特點是：碎屑物質大，富有大的沖積錐以及各種類型的河岸段丘。許多河岸段丘的產生都與各種Подируд（山崩，古代冰河的冰堆石等）的形成相關聯着。

在河流中游起着最主要作用的，已經不是垂直侵蝕，而是側方侵蝕，這就使河谷顯著地加寬起來。許許多多的蛇曲、弓形湖、河灣、寬廣的浸水地及河岸段丘也是河流中游河谷的一般特徵。

河流在下游幾乎不加深自己的河床，而只偶而侵蝕河岸。在河流下游浸水地及河岸段丘谷的寬度達到最大的規模。河床富有淺灘、沙洲。有時沙洲的數量非常多，使河流分割成爲幾個小河和許多的支流。這種例子以伏爾加下游，鄂畢河下游（圖 122）等等爲最顯著 。 相反地 ， 强烈的潮汐作用也能形成寬大的河口（亞馬孫河、剛果河、嘎倫河、泰晤士河等）。

三角洲 在河流流入海洋或者湖泊時，它的流速就漸漸減低。由於流速猛烈

地減弱，以及最後完全停止，就使水中的一切成懸濁狀態的物質沉澱下來。大多數都是淤泥和細沙。結果，在河口附近首先形成廣大的淺灘，然後形成沙洲，而最後形成一塊低平的陸地，這種陸地被細小的河流所穿過。在以前曾是海或湖的地方，由於河流冲積物形成的低陸地，叫做三角洲。

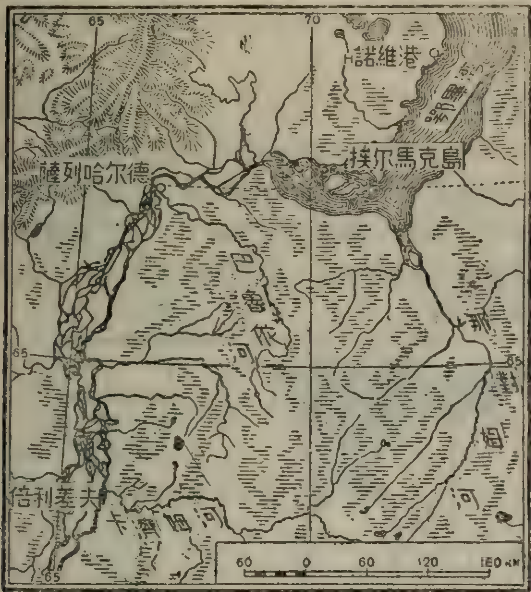


圖122 鄂畢河的下游

組成三角洲的物質成層地堆積着，各層都具有着或多或少的傾斜度（相應於河床的傾斜）。三角洲冲積層的厚度一般說來是各不相同的，這決定於許多原因（河流的年齡及性質、河床的形狀、陸地的永久變動等）。

在尼羅河三角洲有一個油井深105米，但還沒有達到岩石層。波河三角洲冲積層厚173米。一般說來，測定三角洲地層的厚度是一件非常困難的事情，因為在海洋冲積層與三角洲冲積層之間劃一精確的界限，是不容易辦得到的。

三角洲以各種不同的速度成長着，並且漸漸前進到海洋或湖泊中。例如，波河三角洲在最近幾百年來每年以70米的速度成長着，而特列克河三角洲每年成長達100米。流入鹹海的錫爾河在53年間（1847年至1900年）前進了5.1公里（每年平均97米）。然而不應該忘記，在不同的時期，三角洲的成長也是不同的。同樣，波河三角洲由1200年到1600年每年成長了25米，而由1600年至1800年每年成長了70米。

三角洲的外貌，因受形成的條件限制，同樣也不是相差很大的。在河流不分出許多小河而流入海洋或湖沼時，三角洲就逐漸成長，在河流分支的時候，三角洲就成扇形(恒河三角洲)。當三角洲的成長非常猛烈以及河流分成很大的分枝時，三角洲就成槳身狀（圖123）。常常有三角洲把位於靠近河口的砂洲連結起來的情形。



圖123 密士失比河的三角洲

關於河流及水系發展的途徑 河流都不是一下子形成的，而是經過長時期的和多種多樣的形成過程的結果而產生的。陸地一出現就有河流的產生，這一點是不容置疑的。很顯然，

最初的河流只是由大氣降水所形成的不經常的水流，這種水流繼續發展時，才漸漸變成經常的溪流和小河。它們的發展和成長，基本上類似於現在河流的上游區域的發展和成長。

隨着陸地面積的增加，河流的規模也增大了。河流加深了河床，同時它的上游溯原切入到分水嶺。這時，河流的上游就與鄰近的河流以及位於分水嶺那一面的河流的上游發生接觸。侵蝕基面低的河流就襲奪了鄰近的河流，並且把它們變爲自己的支流。這種襲奪的結果，「被切割了」的河流就衰弱了，而「戰勝了」的河流的水量就豐富起來，並且成爲更加猛烈的河流，它的上游更猛烈地侵入到鄰近河流的流域中，並「襲奪」了新的地區。

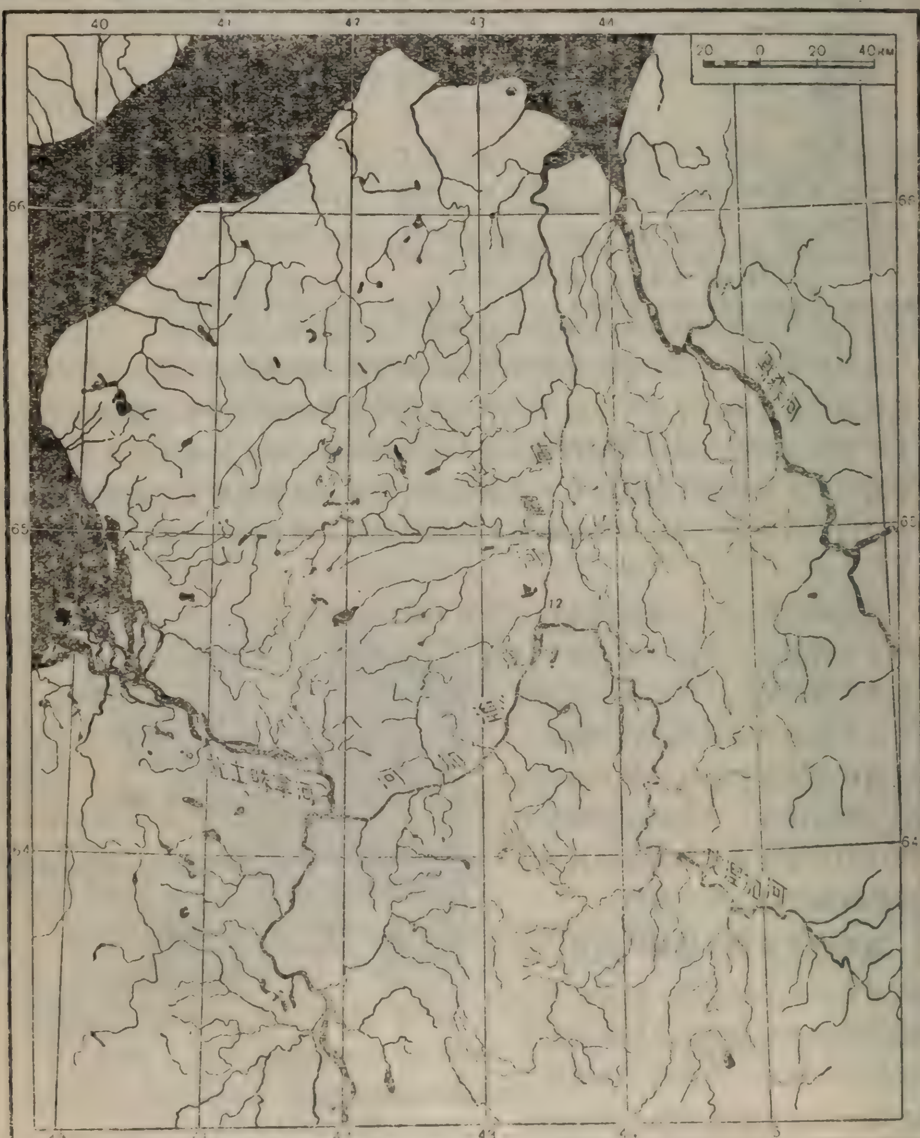


圖121 皮湼加河被北土吐拿河「襲奪」

在現在的河流中也能看到河流的「襲奪」和「切割」的例子。例如，皮淖加河（北土吐拿河右邊支流），從前是和庫羅河成爲一體，並把自己的水運到（經由庫羅河）默森灣去。以後這一河流便被北土吐拿河右支之一所襲奪，就形成了今天的皮淖加河。以前的大河的殘餘，現在則成爲不大的庫羅河而流入默森灣中去（圖124）。特亞敏河（下德淖消河支流）也曾發生了同樣的情形，特亞敏河被鄰近的德淖消河支流莫古利茨河襲奪了，多瑙河上游被萊茵河支流尼卡爾河及烏他哈河所襲奪等都是最典型的例子（圖125）。

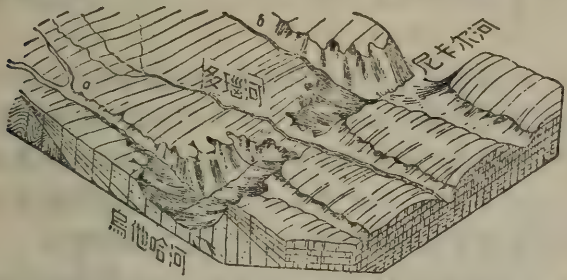


圖125　多瑙河被尼卡爾河和烏他哈河襲奪的情形

這樣長期鬪爭的結果，由許多的水系中產生少量的、但是比較相當巨大的水系，如同伏爾加河、多瑙河、鄂畢河、葉尼塞河等。由以上所講的可知，現存的每一個水系大部分都有着非常複雜的歷史。同樣也很明顯地，現有的水系也不可能永不變化。更正確一點說，現存的每個水系，只不過是它的長期的以及非常複雜的生活中的一定時期的表現而已。

冰　　川

萬年積雪　大部分的大氣降水是以固體形狀降落，也就是說，以雪、霰、雹等等形狀降到地球表面上來。各地的固體降水量的百分比是極爲不同的。在極地地方以及在高山的山峯上，固體降水終年不絕。同時甚至於在夏天以雪的形狀降落下來的降水的量，超過了以雨的形狀降落下來的降水的量。在這種情形下，自然就積累了非常厚的雪，這種雪以後發生變化就變成冰。高山區域、北極諸島及南極大陸都是冰雪積累很厚的例子。

冰川所佔據的面積約爲一千六百萬方公里，也就是說比澳洲的面積大一倍。如果所有這些冰都融化了，那麼世界大洋的水平面就要增高50米。

我們所指出的積雪積冰常常叫做萬年積雪或者永年冰川。「永年」這一形容詞在這裏的意義必須是十分有條件的。所以有條件的原因，不僅僅是因爲在自然界中沒有任何是永久的東西，而且也因爲這些冰雪始終是處於不斷的運動和變化之中。關於固體降水我們已經講過了，固體降水不斷地補充着山岳和極地的冰雪。與此同時，所積存下來的冰雪還時刻地在消耗着。冰川由山上滑下，逐漸融化，用自己的水供給山地河流。北極諸島及南極大陸的冰川流入海中，並形成冰山。因此任何雪層，任何冰層——不管是在山地，不管是在北極諸島，或者是在南極大陸——都在運動着，融化着，同時不斷地由大氣降水所補充的新的雪層和冰層又進到它的地方來。

山地積雪和山地冰川

雪線　大家都知道，由赤道向極地去氣溫是逐漸下降的。同樣我們也知道，氣溫是隨着地勢的高度而下降的。所以，在任何緯度的地方，我們都可找到零下溫度佔優勢的高山地方。非常明顯，在這樣高山上，就有萬年積雪存在。換句

話說，在這裏我們就可以看到萬年積雪的地區。萬年積雪區域的下部境界，叫做**雪綫**。

我們決不可以把雪綫當作一種幾何學上的綫來理解。更正確一點說，雪綫甚至於不是一條綫，而是一個地帶，在這一地帶內每年降落的雪都能够融化和蒸發掉。或者換一種說法，雪綫是每年降雪及其他固體降水的總量等於消耗總量的地帶。

雪綫的高低不僅和溫度有關。只要把南山坡和北山坡的雪綫的高度比較一下，就能够發現出南北兩山坡的雪綫的高度的不同。例如，阿爾泰山北坡的雪綫位於約 2,500—2,600 米的高處，而南坡的雪綫則在約2,900或甚至是3,000米的高處；天山南北坡的雪綫高度之差則達 700—800 米。山的南北兩坡的雪綫高度之所以發生差別，是因爲在南山坡陽光照射的強度大，陽光照射的時間長。

降水量也具有很大的意義。比利牛斯山、高加索山及天山都位於同一緯度上。然而比利牛斯山的雪綫高度爲2,800米，西高加索的雪綫高度爲2,900米，東高加索山脈的雪綫高度爲3,560米，而天山的雪綫高度由 3,500至4,500 米。雪綫的高度由西向東漸趨上升是與降水量的漸趨減少有關。在喜馬拉雅山降水量的作用就更爲明顯。喜馬拉雅山的南坡的年降水量在1,000毫米以上，雪綫位於4,600米的高處。面向中央亞細亞乾燥草原的北坡的年降水量在 300 毫米以下，雪綫位於 5,600 米的高處。在這種情況下降水量的影響是比溫度的影響爲強。

同樣是由於降水量的影響，最高的雪綫不是在赤道地方，而是在亞熱帶的地勢最高的地帶，這個地帶正是降水量少的地帶（圖126）。但是除了氣候之外，山岳本身的性質也對雪綫的高低有影響。例如，在山坡陡峻的山上，降雪的保存情況很不好，很容易被風吹走，或者甚至於乾脆滑落到下邊。在山坡傾斜較緩及有窪地的山上，降雪量就可能多一些，因之雪綫也就可能位於較低的地方。

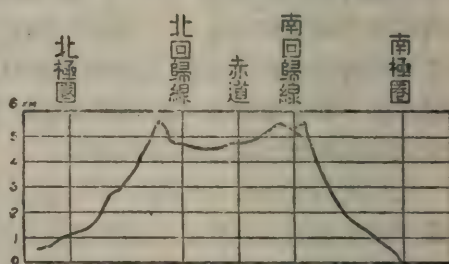


圖126　各緯度處的雪綫的高度

雪崩　積聚在陡峻的山坡上的雪，時時破裂，並且成大塊地滑落到低處去。這種現象叫做**雪崩**，廣泛分佈於高山地方。雪崩分爲**冬季雪崩**和**春季雪崩**。

冬季積聚在硬化了的陳雪表面上的新雪，很容易離開自己的位置，沿着斜坡向下滑落。這種滑落的最初原因，可能是一陣狂風，或是由於射擊和大聲喊叫所引起的空氣的微微振動。大量的雪就離開斜坡，常常以颶風般的速度向下散滾和滑落。這種冬季雪崩（亦叫散粉雪崩）能够造成很大的破壞。它們像濃「雲」般向下疾馳，把石塊、樹、茅舍都捲走。

在春天，當雪大大地變了質和吸收了許多溶化的水的時候，就發生春季雪崩，也叫土壤雪崩。它們離開斜坡，成比較堅固的塊向下疾馳，帶走石堆並連根切斷整個小樹林。往往這種雪崩甚至把村落都毀滅了。流入到峽谷的雪崩塡

滿山地河流的河床而引起洪水。

居住在山上的人們，很注意地觀察雪崩，熟習雪崩的道路，避免在雪崩滑落的地方居住。當雪崩阻碍道路的時候，就必須建築數行大石牆障碍物或者是修築堅固的水溝和坑道，以使道路不受雪崩之害。

冰川的概念 積存在雪綫以上的雪，由於溫度條件和壓力不斷變化，漸漸就變成爲冰層。冰塊在重力的作用下緩慢地向下滑落，並且往往滑落到雪綫以下。這些滑落到雪綫以下運動着的冰塊，總稱爲冰川。由此可見，冰川首先是由固體大氣降水所形成的冰塊的自然堆積物。此外，冰河的的特徵是能够運動，關於這一點的詳細情形留待以後再談。

冰的可塑性以及其他幾種性質 固體物質在某種力的不斷作用下，改變自己形狀的性能，叫做可塑性。可塑性物質的例子有：封蠟、蜜蠟、靴蠟、錫、鐵等。冰也同樣是具有可塑性的物體。在某種力緩慢的和不斷作用的情形下，

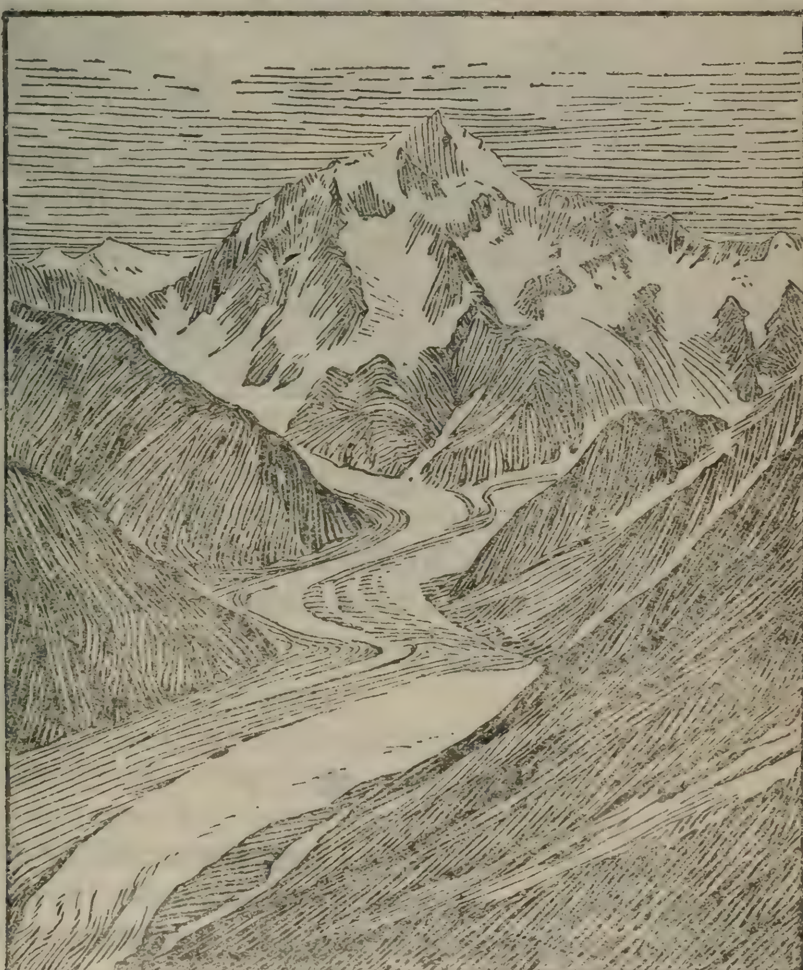


圖127 山谷冰川

它能够彎曲、扭歪，獲得和裝着它的容器同樣的形狀，但並不破裂。根據實驗，兩端放在支柱上的長方形冰塊，在溫度約爲-10°的時候，在一晝夜內由於自身的壓力而彎曲2毫米。在溫度爲-1°和0°時，一晝夜內彎曲9毫米。

除了可塑性之外，冰塊還具有在溫度爲零度以下時轉變爲液體狀態的性能，但必須是在大壓力存在的條件下。還必須指出，冰塊有着在互相接觸時能够凍結的性能。

冰川的種類　按性質、形狀和大小來說，冰川是有各種各樣的。當冰成巨大的冰流從山上沿着山谷滑落時，這樣的冰川叫做山谷冰川（圖127）。而成短的冰舌狀從山坡滑下的冰川叫做懸垂冰川（圖128）。山谷冰川及懸垂冰川通常只



圖128　懸垂冰川

是在高山上才有，所以通稱之爲阿爾卑斯式冰川。在具有平滑峯頂的山上，常常發展着很厚的冰層，這種冰層成很小的舌狀降落到鄰近的山谷中，這種冰川廣泛分佈於斯堪的納維亞的山地，叫做斯堪的納維亞式冰川。

在南極大陸、格陵蘭及北極圈裏的某些大的島嶼上，很厚的冰層覆蓋着大部分的地面。它們的面積要以數千萬方公里或數百萬方公里來計算，這樣大規模的冰被，叫做大陸冰。

山　谷　冰　川

山谷冰川的構成部分　我們已經講過，那些發源於山上積雪區域並沿着山谷流到雪綫以下的巨大的冰流，叫做山谷冰川。每一個山谷冰川都分爲兩部分：冰川供給區（圖129）及冰川本身或者更正確一點說冰川舌。我們試分別地談一談山谷冰川的每一個部分。

冰川供給區　山地積雪的分佈是極不均勻的。非常陡峻的和垂直的斜坡，自然也就常常沒有積雪。一切位於雪綫以上的比較低陷的地方、凹地、盆地都有着大量的積雪，正如我們已經講過了的，除了直接降下的固體降水之外，風還把雪吹到這裏來，無數雪崩滑落到這裏來。也就是這些位於雪綫以上的大量積雪的地方叫做冰川供給區。冰川供給區通常是在較低的地方，這種較低的地方常常是具有圓椅圈的形狀。



圖129　冰川供給區

冰雪（фирн）成一種六角星、小柱及小結晶體等形狀降落下來的雪，非常容易破碎，含有 40—50% 的空氣。當溫度在零度以下時，降下的雪是很容易破碎的，並且非常容易被風吹走。被風吹走的雪花破裂成很小的微粒，而後便堆積成比較堅硬的塊狀物。霰及雹落到雪上，更加促進了雪的密度加大。此外，雪的表面白天融化、夜裏凍結的反覆，再加上空氣裏的水分凝結，都使雪的密度繼續增大。最後，易碎的雪層就變成堅固的霰。最初霰是很小的半透明的顆粒，直徑約為一毫米，這種顆粒，特別是在深處的顆粒，以後癒合起來，密度就更增大了，並且形成 5 至10毫米大小的冰粒。這種由各種大小的顆粒所形成的霰冰，通常叫做冰雪）。

冰雪連續分佈的廣大地區，叫做雪原（Snow field）。

冰雪層通常是有層理的，這種層理是由於季節的變換而形成的。在冬季所積存下來的雪，在夏天由於反覆融化和凍結，結果它的表面發生了强烈的變化。第二年冬天降落下來的雪，與前一年所降落下來的雪有很顯明的區別。兩個鄰近層的境界綫多半是間冰層（陳雪的積壓而設）。冰雪層的厚度大約在數毫米至數厘米之間。

冰雪顆粒的大小隨着深度逐漸增大，然後，顆粒似乎癒合到一起，密度逐漸增大，變成蔚藍色的緻密的透明的冰川冰。

如果我們假想有一個冰川供給區的冰層以及冰雪層的垂直橫斷面，那麼我們便會看出上層和下層之間有着尖銳的差別。上層好像是霰雪，下面就是冰雪層，其顆粒的大小隨着深度而增大。在下面的淡白色的冰雪層逐漸變成淡白色的冰雪冰，再往下就再變成透明的淺藍色的冰川冰。

冰川冰　正如我們已經講過了的，冰川冰不同於冰雪冰，它的透明率大，同質，密度大，其顏色為淺藍色。用普通的肉眼在冰川冰中看不到任何顆粒。但是冰川冰也具有粒狀構造，用偏光顯微鏡能夠發現這種粒狀構造（每一顆粒通常都

具有不規則的形狀，並且是冰塊的獨立結晶體，而且每一結晶體的方向都不相同）。



圖130　山谷冰川的剖面圖（冰川深處的層是根據推想畫出來的；這些層恰似兩個冰川匯合的結果而形成的）

表現爲白色帶和淺藍色帶互相交替的一種特殊的層理，是冰川冰的特徵。有時這些帶是透明的：一部分由透明的冰所形成，另一部分由混濁的多孔的冰所形成。前一種情況是很常有的。冰帶主要是垂直於或平行於冰川舌的縱長方向。這種冰帶的成因到今天仍然還不清楚。

有兩種基本的假說。第一種假說認爲所以成帶狀是由於冰川供給區的冰雪和冰有層理。第二種假說認爲所以成帶狀是壓力作用的結果，正像岩石在强大的壓力作用下獲得細小的層理一樣。

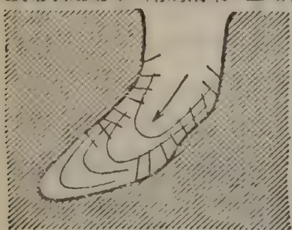


圖131　冰川舌（圖中的比例尺爲1：50,000，冰川邊緣處的許多短直綫表示冰隙，曲綫表示冰舌面大致的水平綫）

冰川舌　大塊冰在它自身重力的作用下，能够很慢地「流動」。因爲冰具有這種性質，所以冰便由供給區慢慢地「滑入」山谷，到達雪綫，並繼續前進。在雪綫以下，冰開始融化，融化的結果，冰「流」的形狀就變得像一個巨大的舌一樣。（圖 131 ）。這種特殊的、下端逐漸削減的冰「流」，也叫做冰川舌。

冰川舌由於兩側〔註一〕比較迅速融化的關係，所以它的表面就成爲凸出狀，這是它和表面凹下的供給區極不相同的一點。在雪綫附近的冰川的表面是比較平坦的。根據這種情況，我們能够確定雪綫的位置以及雪綫的高度（圖 132 ）。

冰川的運動　正如我們講過了的，冰川是在流動着，但是流動的非常慢。

如果伏爾加河中游的水每秒鐘的流速是一米的話，那麼冰川通過一米的路程就需要幾晝夜的時間。一般說來，各個冰川的運動速度是極其懸殊的。有時（在傾斜緩及冰川規模小的情形下）冰川一晝夜內只有幾厘米的速度。有時（在傾斜急和冰塊大的情形下）一晝夜內的速度可能達到0.5或甚至一米〔註二〕。換句話說，冰川的運動速度是比河流的運動速度慢多少萬倍的，同時普通的肉眼是不能覺察出這種流動的。因此，無怪乎人們最初曾經以爲冰川是不動的。

最初是在阿爾卑斯山對冰川的運動進行了觀察。1827 年在阿爾冰川上建築了石造小屋，10年間小屋向下滑動了715米，而13年間小屋則滑動了1428米。由此看來，小屋與冰川一道每年以平均約爲100米的速度向前運動。

更詳細的觀察證明了，阿爾卑斯山最大的冰川，一晝夜間以由10到40厘米的速度向前運動。高加索的冰川則以各種不同的速度（每年由 10至150米）向前運動。最大的冰川之一伊諾里契克（在漢騰格里山上）一晝夜間以約 3 米的速度向前運動。這樣看來，冰川運動的速度是各不相同的，一般說來都是很慢的。

爲了覺察出冰川的運動，以及了解冰川運動的情形，必須橫過冰川引一條垂直於冰川運動方向的直綫，並用染了色的石頭來表示這一條直綫。經過若干時間

〔註一〕 由於冰川谷的陡斜坡和礫礫受陽光照射而溫度上昇。

〔註二〕 大陸冰的運動速度，正如以後我們要講到的，可能還大一些，一晝夜20—38米。

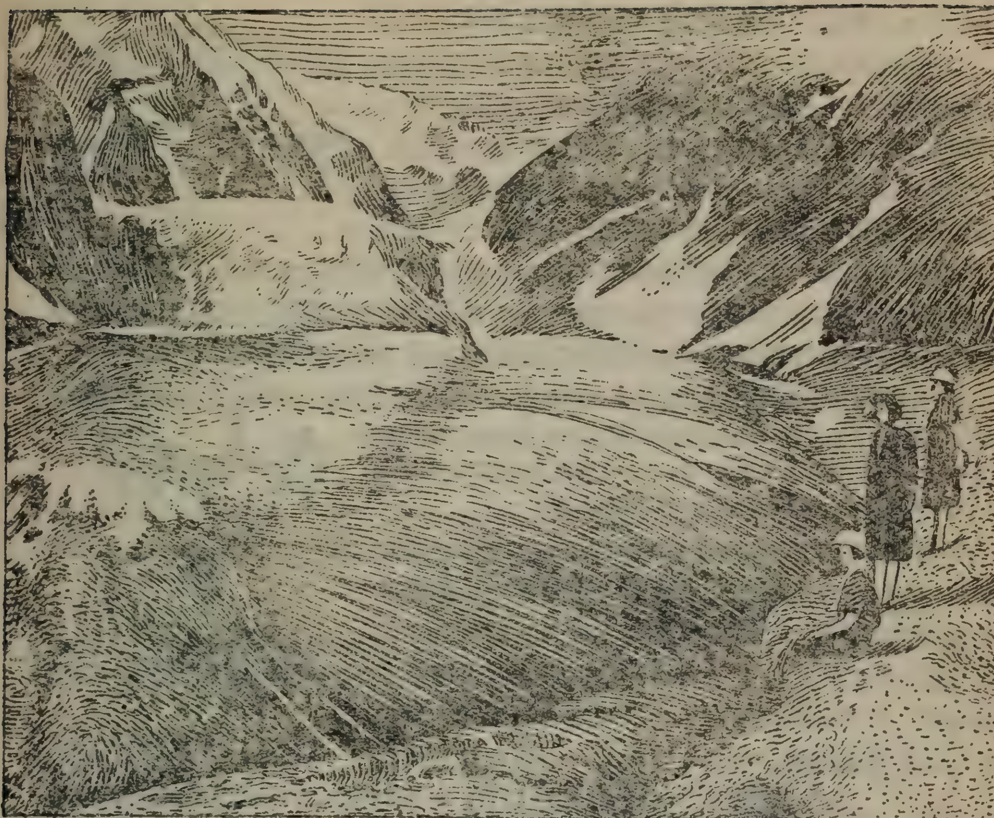


圖132　河川舌的邊緣

之後，直綫的中部就順應冰川運動的方向歪曲（圖 133）。越繼續觀察下去，引綫的中間部分向前運動就越加强烈。從觀察中可以看到，冰川運動的情形只有一部分是與河水運動的情形相似。很顯然，冰川兩側與冰川谷兩側底部發生摩擦，是兩側移動較慢的主要原因。

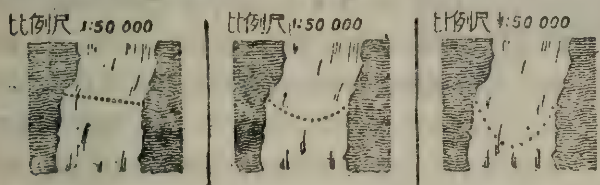


圖133　冰川的運動

在許許多多從理論上解釋冰川運動情形的假說之中，最爲通用的是駐立冰川論。

試想有一個管子的縱斷面，液體在這個管子裏均勻地流着。因爲液體和管壁發生摩擦，所以就產生了各種不同的流速。管子邊緣處的水的速度最小，而管子中心部分的水的流速最大。這樣一來，在管子的垂直的縱斷面上，我們能想像出有許多條水柱，它們流向一個方向，但是流速各不相同（由管子的中心向四周去，速度逐漸減少）。現在我們假想，如圖 134 切下一塊地方成ＡＢＣ面（在圖134上劃細斜綫者爲ＡＢＣ面），而將位於ＡＢＣ面上邊的那一部分管子拿開。

在這種情況之下，我們便獲得一個類似駐立冰川的模型。這一冰川的各部分的運動在方向上都相同，但在速度上都是互有差別的。

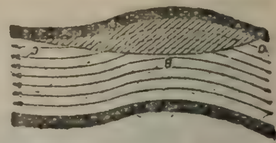


圖134

我們的模型與眞正冰川相似之點，不僅僅表現在運動的情形上，也表現在冰川成長和融化的方式上。B點以左是冰川供給區，在這裏最低的冰層，按照它的形成來說是最老的，而最上邊的則是最年青的。B點以右是冰川舌，它從表面逐漸融化。

冰隙　當冰川在運動着的時候，在它各個不同的部分上產生出冰隙。這一種情况，在冰川河床的傾斜度比較大的地方，表現得就特別明顯。冰隙在冰川舌的邊緣處幾乎隨時可以看到。冰隙的寬度通常以米計，而深度則以幾十米計。

冰隙的上邊常蓋着雪，因之差不多發見不出冰隙來，因此那些不加小心的旅行家常常陷入冰隙而遭到犧牲。有經驗的旅行家（登山家）在攀登冰川的時候，穿用一種防止滑倒的釘鞋（圖135），攜帶一個特殊的鐵鍬（圖136），用這種鐵鍬擊接冰塊的凸出部，鑿出踏梯。此外，登山者還在腰中繫以繩索而攀降。

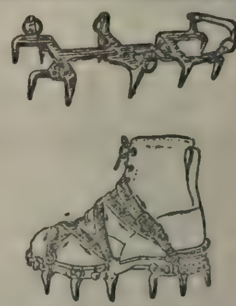


圖135　攀登冰川用的一種特製的釘鞋

冰隙的成因是很明顯的。談到冰塊流得很慢的性能時，我們同時也不要忘記冰是一種固體。在運動得非常慢的條件下，冰塊在某種程度上能够彎曲或伸長，但是只要運動速度一加快，那麼在冰塊上就會生出冰隙。我們已經講過了，冰川河床的坡度較大的地方，冰隙就非常顯明易見，從而冰川的運動就更爲迅速（圖137）。冰川的側面冰隙的形成原因是由於冰川的中心部分和沿岸部分的運動速度不同所致。這種情形根據插圖（圖138）能够明顯看出。在冰川舌的略圖上，我們取一個位於冰川邊緣的小正方形的A。A沿着冰川流方向向下轉移，經過某些時間之後，停在A_1位置上。此時，由於冰川各個不同部分運動速度的不同，而我們所取的正方形部分伸長了，生成冰隙BC，冰隙的方向大體上垂直於伸長最大的DE綫。在冰川繼續向前運動的情况下，由於同一原因（由冰川的邊緣向中心部分運動速度逐漸增加）冰隙的方向就逐漸地在變化着。



圖136　沿傾斜急的冰坡下降的一種方法

當冰川由狹窄的地區進入寬廣的地區時，就形成了縱冰隙。這些縱冰隙是由於冰川向側方流動而生成的橫應力作用的結果。

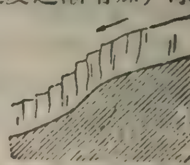


圖137　橫冰隙的形成（垂直剖面）

在冰川運動條件不斷發生變化的情况下，因爲冰在互相接觸時能够凍結到一起，所以冰隙就結合起來而消失了。

冰川的匯合　冰川也如同水流一樣，能夠匯流到一起而形成一個總的冰川。大冰川往往是由許多小冰川匯流而成，此外，大冰川在其流經的路程上，還匯合許多支流（圖 139 ）。兩個河流合流之後，兩者的水就逐漸地混合起來。但是冰川匯合後的情形是和河流合流後的情形不同的，冰川匯流在一起之後，仍然在某種程度上還保存着各自的獨立性（圖 140 ）。

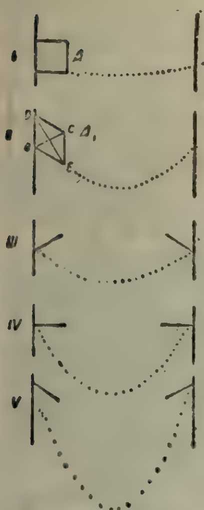


圖138　側面冰隙的形成

冰川的融化　冰川舌位於雪綫之下，因而自然就要融化的。根據冰川上的無數個小河能夠很容易地發現出冰川從表面融化的現象，這種小河在溫暖的時候由它的斜坡急馳而下。此外，被大石堆或岩塊遮住陽光的地方聳立於冰川之上，根據這一點，我們也能夠了解冰川由表面開始融化的現象。從位於冰座上的巨大岩塊（冰桌—Ice table）（圖140）來看，這一點就更加明顯了。

冰川融解的速度依斜坡的向陽程度而不同。南坡的融化比北坡快得多。費德琴珂對於冰川所進行的觀察證明了，一晝夜之間在北坡 2,800 公尺高處冰層融化由0.6到1.8厘米，而在南坡上是由3.4到4.4厘米。

不消說，冰川只有在溫暖時期，才從表面融化，融化最甚的時期通常是在七月和八月。在帕米爾山高約1,000—4,500米處，整個七月之間融化了1.86米，8 月為1.86米，九月為1.20米，10月則為0.31米。但是必須指出，在不同年份融化的速度也是不同的。

在冰上流動的水流中有許多是遇到冰隙而成為噪音很大的瀑布直墜向下。這些水流一部分達到冰川河床，而一部分水流暫時在冰川內部沿着冰洞的底部流着，加速着冰川的融化。在冰川下邊流動的水流匯合在一起，常常成為很大的河流，從冰河下面流出（圖 141 ）。由冰川下面流出的水流的水，通常是非常混濁的，這一點與冰川表面上流動的水流的水有着很大的差別。

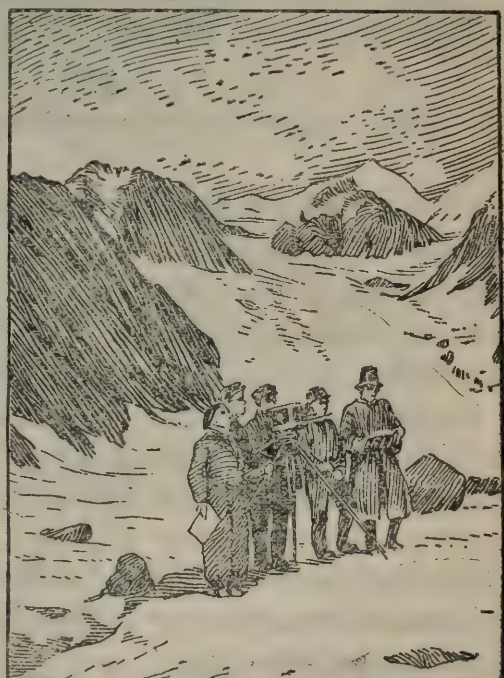


圖139　在圖上可以看到三個冰川的匯合

冰川的移動　位於雪綫以下的一部分冰川舌，只有當它在由冰川供給區不斷獲得補充的條件下，才能夠存在下去。如果來到這裏的冰比由這裏流出、融化和蒸發的冰多，那麼冰川舌就增大起來。反之，冰川舌就小起來。冰川舌增大的結果就造成冰川的前進，即河川的長度、面積及厚度的增大。相反地，冰川舌的縮小就造成冰川的退縮。



圖110 冰臬

冰川移動分爲季節移動和常年移動。季節移動與夏天的融化加速和冬天的融化停止有關。常年移動則與氣候的變化有關。從最後一次冰川時間以來，河川的退縮可以作爲常年移動的例子。

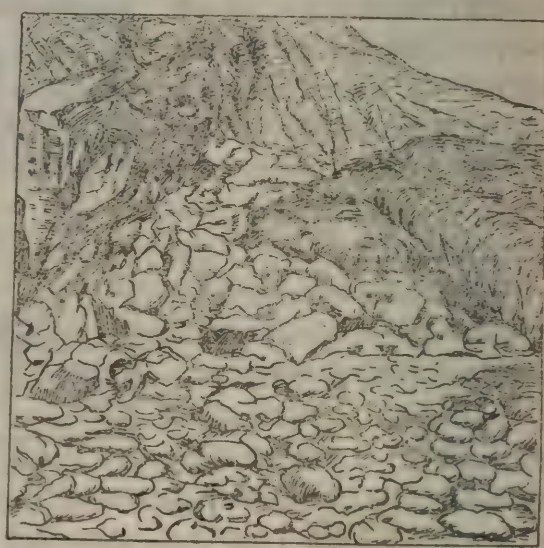


圖111 由冰川下面流出來的水流

冰川的作用　儘管冰川的運動非常緩慢，但是冰川在它的運動的過程中還是做着很大的工作。這種工作就是各種物質的運搬和堆積以及冰川河床的加深和加寬。運搬和堆積可以叫做冰川的運搬作用和堆積作用，這種作用特別明顯地表現於冰磧物的運搬和堆積上。

冰磧石　冰川供給區周圍的山的斜坡，在風化作用的影響下不斷地崩壞，風化生成物（岩塊、石礫、岩屑）滑落到雪原表面上。有冰川沿着

谷底運動的谷坡也同樣發生這種情形。因此，冰川舌的邊緣常常被那些帶稜角的石礫及各種岩屑所形成的漂礫所覆蓋着。滑落到冰川舌邊緣上的岩石及岩屑所形成的漂礫，在這裏形成連續的堆積物，叫做側磧石。當兩個或者是數個冰川合流到一起時，側磧石便出現在合流的冰川的中間部分，而在這時就叫做中磧石（圖142）。按照中磧石的數量就能够判斷出合流了的冰河的數量。側磧石及中磧石的碎屑物質，通常都是帶有稜角形的，並且十分不整齊。滑落到冰原表面上的石塊和岩屑，隨着雪的堆積就積壓到稍深處或積壓到冰川的底部。在冰川內部的岩



圖142　中磧石

屑叫做裏磧石。落到冰川最底部的岩屑就與冰川河床的風化生成物相混淆而形成所謂底磧石。底磧石與其他冰磧石有顯著的區別。在這裏底磧石主要是稜角稍稍磨去的成圓形的形狀，並且也常常帶有磨痕、創痕及擦痕。

冰川所運搬來的各種冰磧石，都堆積於冰川的末端，於是形成終磧石（圖143）。當冰川退縮的時候，終磧石常常有數個。所有這些終磧石都具

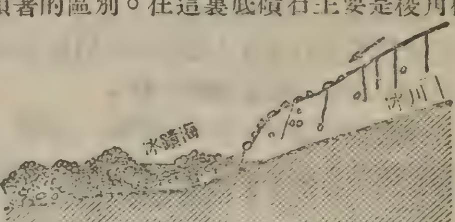


圖143　冰川末端和終磧石的剖面圖

有不規則的堤壩形狀，其方向橫切冰川谷。終磧石極其多種多樣。在這裏除了運搬來的側磧石和中磧石的稜角形石塊之外，還常常遇到很多底磧石的圓形石塊。冰磧石的石塊，不問它的形狀如何，都叫做漂礫。漂礫的大小極其懸殊：由拳頭大小一直到房屋那麼大。

冰川與河流不同，它還沿途挾帶着巨大的岩石、石塊及各種岩石的極碎的碎屑，並將這些東西堆積在一起。因此冰川堆積作用與河流堆積作用有着顯著的區別（圖 145）。

冰川的侵蝕作用　巨大的冰塊，挾帶着在路上遇到的碎屑物質向下運動，並且還削平那些阻碍着冰川運動的高低不平的地方。冰川的磨蝕作用因堅硬的底堆石而更加加強起來。這時，不太堅固的岩石便被磨損，而比較堅固的岩石就受到磨擦而帶上擦痕。深的擦痕通稱之爲冰琢痕，而淺的擦痕通稱之爲冰磨痕（圖 144）。擦痕的方向通常與冰川運動的方向相一致。此種擦痕在底磧石上也是有的。這兩種擦痕所不同的僅僅在於：底磧石能够改變自己的位置，因而它上面的擦痕也就常常具有各種不同的方向。由冰川下面流出的水流的水，通常是非常混濁的。這種水帶來大量的沉澱物，這種沉澱物是由磨損成很小的岩石（冰川碎屑）所形成。很顯然，冰川碎屑是由那些磨擦冰川河床的石頭生成的。由於冰川運動的結果，冰川谷慢慢加深並成爲巨大的特殊的槽狀，在文獻中這種形狀的冰川河床叫做槽谷（德文Trog）。



圖144　有琢痕和磨痕的漂礫



圖145　冰磧層的性質

槽谷依冰川大小的不同及形成山谷的岩石的性質不同，可能有各種各樣的。然而一切冰川槽谷的特點是，平坦的槽狀的底，及漸漸向上增加着險峻的斜坡（圖 146）；在上邊的險峻的河槽斜坡直到很明顯地表現出來斜坡凸起點（a--a）而終結。這種凸起點叫做槽谷邊端，槽谷邊端以上是冰川河谷的底部，或者或平地成緩斜坡狀（a—b）。這一部分叫做槽肩。槽肩也常常帶有冰川的侵蝕及磨擦作用的痕跡。

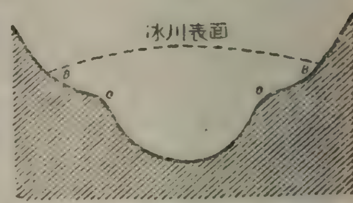


圖146　冰川谷（槽谷）橫斷面

正如我們已經講過了的，在冰川河河床底部的岩石隆起被削平、琢磨，並且具有非常特殊的形狀，這種形狀依於它外形的不同，有的叫做「羊額石」，有的叫做「羣髮丘」（圖 147）。

在冰川消失的地方，這些形狀仍然很好地保持下來，因而使我們能想像出當時冰川的大小和它的運動的情形。

被冰磧石所填塞的冰川河床的一部分，在冰川退縮之後就被水所瀦滿。而形成所謂冰蹟湖，這種湖幾乎在所有的高山地區都能見到（圖148）。



圖117 「羊額石」和「捲髮丘」



圖148 阿拉參湖（阿爾泰）——被冰堆石所堰塞的山谷

大　陸　冰

南極大陸及格陵蘭的大陸冰　範圍最大的大陸冰區域是在南極大陸。幾乎南極大陸的整個面積（約一千三百五十萬方公里）被厚達1,000—1,500公尺的冰層所覆蓋着。

據現在已經知道的，南極大陸的表面，主要是拔海3,000米起伏很小的平原。在某些地方聳立着高大的大山，在這樣的山中有着規模很大的山谷冰川。

南極大陸的雪綫接着大洋的水面，因此，大陸冰的邊緣便直接降落到大洋裏去（圖174）。因爲冰比水輕，所以冰就破裂成巨大的冰塊，漂浮海上（形成冰山）。冰的垂壁，正如我們已經講過了的，成台地狀高出水面達20—30米，而有的地方高達40—50米。南極大陸的大陸冰的顯著特點是具有很厚的雪層和冰雪層，在這些雪層的下邊有冰。但冰隙是比較少的。沒有表磧石(Surface moraine)（一切其他的東西通常都被埋在雪層和冰雪中）。在這裏同樣也沒有發現終磧石（在一切觀察過的情況中冰塊都是直接落入海中）。融化是極微小的，而冰塊的消耗是因冰山破裂而發生的。

格陵蘭地表的面積二百萬方公里中，約有90%爲大陸冰。在這裏冰的平均厚度爲1,500米，但在個別情況下達到1,900米。冰層的形狀像楯牌，這種楯牌越到島的中部就愈益加厚。格陵蘭的海岸地帶大部分沒有冰（圖149）。祗是在個別的地方有寬大的冰川帶流向海洋中。和南極大陸的情形相同，這樣的冰川帶滑入海中，就成了無數個冰山（圖150）。格陵蘭雪綫的高度平均在500到1,000米之間。格陵蘭冰川的運動速度是非常小的，相反地，由它那裏發源而出的冰川的速度却是非常大的（它的速度一晝夜達38米）。在冰楯邊緣處可以看見埋於冰下的山的個別的斷崖和山峯。它們總稱爲迷峯（nunatak）。在格陵蘭的中央部分沒有這種迷峯和表磧石。

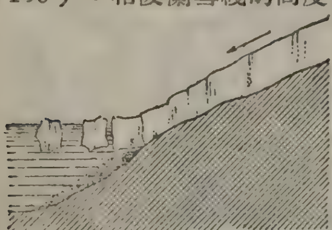


圖150 冰山的形成

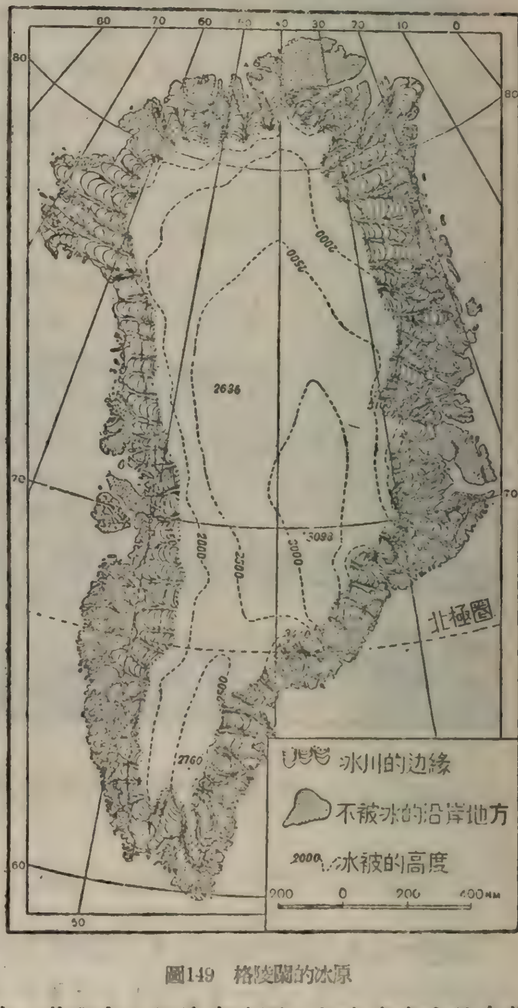


圖149 格陵蘭的冰原

古代冰川的遺跡 在許多山地有一些現在已經沒有冰河，但或多或少具有着

明顯的被冰的遺跡。這種遺跡往往是冰川懸谷、槽谷、羊額石、渾圓的及磨光的岩石、標準漂礫及冰磧石的堆積等。這些遺跡，通常都位於比現有的雪綫更低的地方。

從前的冰川作用的遺痕不僅在山地中有，並且在平原區域內也有。在歐洲的西北部地方以及北美的北部區域，它們分佈得特別廣泛，對歐洲及北美冰川遺跡的研究證明了，面積很廣大的大陸冰曾經覆蓋過東歐平原或俄羅斯平原的大部分、西歐的北部地區、西伯利亞及北美的北部地區（圖 151）。在斯堪的納維亞



圖151　古代冰川地帶圖

半島上大陸冰的厚度當時達到1,500—2,000米，在可拉半島達 1,000 米以上，在北烏拉爾境內達600—800米，在台麥爾半島達 400 米等等。冰川是從高山地區流向平原地區以及與平原地區相接連的海洋裏。在蘇聯歐洲境內幾乎在北緯50° 處都曾發現過有由可拉半島、斯堪的納維亞半島及芬蘭等處的岩石而成的漂礫。

根據冰川搬運來的漂石及其他物質的分佈，我們能找出歐洲、亞洲、北美等地的古代冰川分佈的境界綫。

對古代冰川遺跡的比較詳細的研究證明了，冰川的前進是開始於第四紀，並且冰川前進和退縮也不止一次。對地質時代較晚的覆蓋着冰川冲積層的湖泊冲積層的研究證明了，德國及瑞典南部境內最後的冰期大約是在一萬五千年之前〔註〕。

湖

一般概念　一切湖的特徵，首先就在於它是為靜止水所瀦塡的窪地。湖與深入到陸地的海灣不同，湖水與海水沒有直接的連繫。此外，在湖泊中幾乎經常存

〔註〕冬季及夏季在湖底形成的冲積層，在它們的質量及數量上有着很顯著的差別，這一點也就使得地質學家能够計算它們的年代。

在着與湖泊的生活有着密切關聯的一定動物和植物。如果把湖泊的生物方面的東西不計算在內，那麼便可以說，湖是爲水所瀦塡與海洋沒有直接連繫的陸地上的窪地。

湖的大小極其懸殊。有的湖面爲數十方公尺，又有的爲數十方公里，再則還有數千甚至是數萬方公里的。大湖的例子有：鹹海（約64,000方公里），北美的蘇必利爾湖（81,000方公里以上），裏海（424,000方公里以上）〔註〕。地球上湖的總面積爲二百五十萬方公里，即約佔整個陸地表面的2％。

湖盆的成因　正如我們已經講過了的，湖泊的第一個不可抹煞的和最爲特徵的部分，是湖盆（窪地）。湖的深度及其他許多特徵是決定於湖盆的大小及其形狀的。

湖盆也如同其他地勢起伏形狀一樣，可能是由地球的內力作用與外力作用的結果而產生，或兩種作用同時存在的結果而產生的。由內力作用所造成的湖盆的例子有：斷層湖盆，這種湖盆是地球上大多數最深湖泊所特有的（貝加爾湖1,741米，但卡尼可湖1,435米等等）；向斜湖盆（南河爾及耳的鹹水湖），以及由於火山作用而形成的火口湖盆（堪察加半島的克羅諾茲湖）。由於外力作用所造成的湖盆的例子，是極其多種多樣的：在海洋的作用下而形成的（瀉湖）；在河的作用下而形成的（弓形湖、三角洲湖）；受地下水的作用而形成的（喀斯特湖—Карстовые озера）；受冰河作用而形成的（冰蝕湖、卡爾湖—Каровые озера、冰磧湖等）。

最近幾年間特別是在建設人造湖的事業上，人的經濟活動起着很大的作用。人類自太古時起就已開始建造人造湖。我們舉出古代埃及的梅里斯湖以及其他某些人造水池也就足够說明這一點了。現在由於改造河流、建設巨大的貯水池和偉大的水力發電站，而出現了很多的大湖。作爲此種例子我們可以舉出貯水池「莫斯科海」—327方公里，里濱貯水池—4,550方公里。毫無疑問地，今後這種人造湖還要愈益更多地建築起來。

湖泊的輪廓　湖泊的外形主要是決定於它的成因。形狀最簡單的湖泊是圓形的。這種形狀爲火口湖及某些卡爾湖所特有。近於圓形的橢圓狀同樣也爲卡爾湖所特有。斷層湖以及堰塞湖以展長的形狀爲多。除了這些形式簡單的湖之外，還有帶彎曲湖岸的湖。這種形狀爲冰磧湖所特有。

湖盆的形狀　爲了確定湖底的形狀，必須進行深度的測量，同時湖底的地勢起伏越是複雜，那麼多作測量也就越爲必要。

測量淺湖時是利用一種簡單的測量器，這種測量器是由末端帶有重物的長繩作成（圖152）。把這種測量器往湖底投沉，當重物接觸湖底的時候，手會微微感覺到。爲了計算方便起見，在測量器的繩上劃上長度，按照這種長度而測量深度。測量深湖的時候應用航海測深計，關於這一點我們將在以後敍述。

測量湖的深度，所選擇的各測量點，要在一條直線上；這時如果湖是圓形的，那麼直線成扇形地逐漸展開，如果湖形狹長時，那麼各直線要橫斷湖面，是比較方便的（圖153）。測量了深度之後，把測量點記在圖

「註」鹹海和裏海的大小在各個時期都有很大的變化。

紙上，然後把上測量所得深度的數目字，再把深度相同的點連結成綫——等深綫（圖154）。根據等深綫，我們能夠清楚地了解湖底的地勢起伏。顯然，所作測量的次數越多，所得出的湖底地勢起伏的情況也就越精密。



圖153 測量湖泊深度的綫

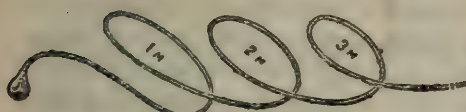


圖152 測鏈



圖154 等深綫

根據湖盆的形狀和該地方周圍的地勢起伏，我們能夠比較正確地確定出湖泊的成因。

湖岸 每一個湖都分為湖岸部分及深處部分。拍岸浪不斷地衝擊着湖岸，因而也漸漸地改變着湖岸的形狀。高的湖岸被破壞，好像離開了湖一樣，同時在湖岸與湖之間形成了傾斜比較緩和的沿岸地方，這種地方是由湖岸的破壞生成物所形成的。

沿岸地方——這是拍岸浪所及的地帶。在這裏有乾岸地方，只有在大風暴的時候才充滿着波浪；另外還有浸水岸——在湖的水面比較高的情形下為水所淹沒；潛水岸永遠低於湖面的湖岸。

在沿岸及深處地方之間有所謂淺灘，淺灘分沖刷部分和沉積部分。沖刷部分——這是拍岸浪在衝擊湖岸時水運動最強烈的地帶。沉積部分——是波浪從湖岸地方帶來的碎屑物質的堆積地區。湖的其餘所有部分皆稱之為深處部分，通常由比較小的碎屑物質所形成的比較險峻的淺灘的斜坡就屬於湖底的範圍，這種斜坡常常叫做卵石坡（圖 155）。



圖155 湖及湖岸剖面圖

a.乾岸；b.浸水岸；c.潛水岸；d.淺灘；e.湖底。

拍岸浪衝擊湖岸的結果，湖岸的突出的部分被破壞，而深入湖岸的湖彎就被碎屑物質所填塞。這樣一來，湖岸由於波浪作用的結果，漸漸平緩起來。這種情況可以作為一種特徵，根據這種特徵可以判斷湖泊的年齡。

湖水的平衡 水以各種方式進入湖泊。第一種方式——來自大氣中〔註〕。第二種方式——來自地上水或地下水。這兩種方式形成了湖水平衡的供給部分。而它的消耗是這樣實現的：由湖面的蒸發以及流洩（Сток）。流洩有的是能看見的，經地上水道洩出；另外是潛流——經地下水道洩出。後者特別是在喀斯特區域常常可以看到。

有流洩水道的湖叫做排水湖，而沒有的叫做非排水湖。排水湖通常是流動的，這就是說具有入水口及出水口。非排水湖多半是鹹湖。

當進水量多於耗水量的時候——湖面就上昇。但是同時需要指出，非排水湖

〔註〕 湖水來自大氣的供給有兩種。大氣降水可能落到湖面上（雨、雪）。此外，如果湖水的溫度低於空氣的溫度時，那麽空氣中的水蒸汽就凝結而降落。

能很快地昇高水面。在排水湖中由於排水的關係，水面上昇是非常慢的。

湖面的變化 大湖的水位通常是沒有日變化的。僅僅是在山上，由於冰雪的融化，到晚間湖面上昇而但早晨時則下降，才有周日的變化。年變化是很大的。年變化多半與氣候條件有關。此外，還有由氣候變化，地殼運動及人類的影響而引起的所謂長期的變化。

波動 受風的影響，在湖泊上形成波浪，這種波浪因湖泊大小的不同種類非常繁多。湖泊裏的波動，較之海水波動微弱。甚至於像貝加爾湖這樣大的湖，波峯最高時通常也不超過 2.5 米。在靠近湖岸的地方造成許多逆浪，這種逆浪與風浪相遇，常常形成所謂碎波（湖岸傾斜急的地方是波浪亂飛）。

定常振動（假潮） 有時在大湖上能觀察到非常特殊的湖水運動，這種運動表現在一部分湖面上升而同時在另外部分湖面的下降。這種運動有點像天秤的擺動，這種運動叫做定常振動（假潮）（Seiche）。例如，1891年 3 月26日在日內瓦湖一晝夜之內觀察了許多次湖面變動（每一變動為73分鐘），同時水面上昇 20厘米。引起這種變動的原因是：湖的某一局部大氣壓力發生了劇烈的變化。大氣壓力破壞了湖水的均衡，這種湖水以後繼續「動蕩」，很像天秤的秤桿。日內瓦湖最大的變幅達 2 米。

湖流 湖流比較很少有，並且與海流相比較具有完全不同的性質。湖流可能與流速有關（阿尼牙湖的湖流向斯維爾人水口的方向流出，奧多牙湖的湖流向涅瓦河方向流出）。在另外有一些時候，湖流是由於風和水位的地方差別而引起的（裏海及卡爾一薩卡茲一高爾湖裏的强烈的湖流）。

湖水的溫度條件 湖直接由太陽以及由湖水上空的空氣中獲得熱。此外，當空氣裏的水蒸汽凝結時也能獲得若干的熱（潛熱）。顯然，前兩個原因（太陽和空氣）具有最大的意義。

輻射、向空氣中放熱、蒸發等是湖水消耗熱的方式。

大家都知道，淡水在攝氏4°的時候密度最大。因此，在蘇聯溫帶地方水面溫度變動範圍是由0°到10°—15°或更多，在水的下層，密度最大的水的溫度（即攝氏4°）佔優勢。

在熱帶及寒帶，湖水溫度的變化情形有些不同。例如，在熱帶地方全年期間上層湖水的溫度高於下層湖水的溫度。

湖的凍結與融解 在蘇聯北部領域夏末或秋初的時候，湖水的上層開始冷却，同時密度加大而下沉，這種下沉一直繼續到該處水的密度相當於冷却水的密度的深處為止（圖156）。這種現象叫做局部循環。在所有的水層還沒有達到4°的時候，也就是說還沒有獲得同一密度的時候，湖水的局部循環將一直繼續下去。水面繼續冷却下去的時候，上層水的密度逐漸減少，並且由於這種原因，水的上層就不再變化，當水的上層的溫度達到0°時就開始凍結。因此，只有在出現所謂逆溫層(inverse thermal stratification) 的時候，也就是說當水的上層的溫度由4°低降到0°時，湖方才開始凍結。逆溫層，通常僅在水的上層〔註〕。

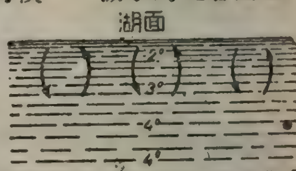


圖156 湖水的局部循環

在無風的晴天，凍結則以一般的方式進行。最初形成冰針，這種冰針漸漸凍結成冰薄膜。冰薄膜又漸漸厚起來而形成薄青冰。在波動的情形下形成所謂冰餅，也就是由冰的結晶體所生成的，這種冰餅以後在晴朗無風的天氣裏便互相凍

〔註〕 鹹水湖的凍結則有些不同，關於這一點我們將在以後研究海水凍結的條件時再加詳述。

結在一起。

深而水量大的湖需要較長時間方能產生逆溫層，它的凍結則要晚很多。例如，貝加爾湖到一月初才開始凍結。剌多牙湖、阿尼牙湖及其他大而深的湖，也同樣凍結得很晚。

冬季冰層從下面逐漸加寬起來，而春季因受太陽光的影響則由上面開始融化。

湖水的化學組成 湖按其溶解於水中的鹽的組成和數量的多寡可分爲淡水湖及鹹水湖，所謂淡水湖是指湖水中鹽分的總含有量在1‰以下的湖〔註一〕。淡水中以碳酸鹽類居多。湖水與河水不同，湖水中碳酸鹽類的分佈是不均勻的。各個不同的水層，由於各種不同的溫度和壓力的關係，含有着各種不同數量的碳酸鹽類。

鹹水湖按它的化學組成來說，種類是非常繁多的。最常見的湖是含有硫酸鈉（Na_2SO_4）最多，還混雜有硫酸鎂（$MgSO_4$）和氯化鹽類（$NaCl$, $MgCl_2$）等。這種例子，可以指出愛里頓湖（Lake Elton）、巴斯昆查克湖（Баскунчак）、死海等等。常常有大量的碳酸鈉（Na_2CO_3）攙雜着氯化鹽類的湖——這就是所說的蘇達湖。還有很少見的含有硼砂（$Na_2B_4O_7$）的湖，叫做硼砂湖。在伊朗、中央亞細亞、加里福尼亞等地有這種湖。

湖水的鹽分也同樣是十分不同的，這一點由下表中，可以清楚地看出〔註二〕。

1.	伊穗科湖	3.6—6.7
2.	鹹湖	10.4—12.9
3.	裏海（接近伏爾加河口處）	1.5
	裏海中部地區	13—14
4.	伊列兹克湖	155.2
5.	死海	204.3—278.1
6.	愛里頓湖	255.6—291.3
7.	玖思韋達湖（亞拉拉特山）	368

在鹽類溶液過度飽和時，鹽類就成結晶體分離出來，這種結晶體沉澱到湖底，並且形成成層的固體的鹽類沉澱物。在湖底沉澱有鹽類的鹹湖叫做沉澱湖。在蘇聯最有名的沉澱湖是愛里頓湖及巴斯昆查克湖。

湖中的生物 湖泊在絕大多數的情形下，都有着豐富的動植物。湖岸地方的特徵是水流動得很大並且有着大量的食物和養料，通常具有着豐富的植物界與動物界。

〔註一〕 海水和鹹湖水中所含有的鹽分，不是用百分比（%）來表示，而是用千分比（‰）表示。詳細情形我們留待以後研究海的鹽分的時候再談。

〔註二〕 正如我們已經講過了的，只有那些非排水湖才能成爲鹹水湖。由各地流來的水，從湖的表面蒸發結果，使得湖水的鹽分逐漸增大。很顯然，這種湖只有在沙漠地區及（較少地）在草原地區才有。在那裏蒸發量非常大而降水量則很小。有時湖盆所在處的土壤層中的鹽分也可能成爲湖水鹽分增大的原因。

在沿岸浸水地帶，在深度不超過一米的地方，通常生長着薹屬（Carex）植物叢、荸薺屬（Heleocharis）植物叢、慈姑（Sagittaria Sagittifolia）叢以及其他沼澤植物叢等（圖157）。

這些植物叢因其條件的不同，形成連續的或者不連續的(斷續的)第一岸帶。第二岸帶通常是莞叢，其中多包括蘆（Phragmites communis）、莞屬(Scirpus)植物、水木賊（Equisetum linosum）及其他植物。莞叢生長在深度不超過2—3米的地方。第三岸帶由有浮泛葉的植物，睡蓮屬（Nymphaea）植物、眼子菜屬（Potamogeton）植物組成。



圖157 淺水湖岸植物帶圖

蘇聯西伯利亞亞寒帶針葉林帶和森林原苔地方的湖泊，除了高等植物的代表之外，常常叢生着蘚苔的巨藪。最常見的是所謂大水苔屬或叫泥炭苔屬（Sphagnum）植物。大水苔屬植物是碳酸鹽類及其他鹽類含量很少的湖所特有的。

長着植物的沿岸的地帶，通常是富有動物的地方，在這裏有着由原生動物開始到魚類和各種水禽類。

在湖的深處，沒有適於植物生長的土壤，因此在那裏漂浮生物（Plankton）（即被動地被水帶動的生物）及游動生物（Nekton）（即獨立運動的動物）佔優勢。植物之中則有各種藻類，動物之中則有原生動物，無數的小甲殼類、昆蟲及各種魚類。

湖底沉積 我們曾經講過，拍岸浪破壞着高起的湖岸，使破壞生成物沉積在沿岸地帶。此外，由經常的入湖水流或不經常的入湖水流所帶來的各種碎屑物質也沉積在沿岸地帶。結果在沿岸地帶就堆積成不整齊的湖沖積層和河沖積層（砂粒、石礫、岩屑等等）。特別是在大入湖水流的入湖口附近，這種物質堆積得非常多。這類例子是：伏爾加河、錫爾河、阿姆河、貝加爾湖的巴楞格河（入湖河流）的三角洲等等。

除了機械的沉積物之外，在湖底能產生生物的化學生成物的堆積。各種泥煤（Сапропель: Sap）、矽藻土〔註一〕等屬於機械沉澱物。屬於生物的化學生成物有：湖鐵礦〔註二〕和湖白堊〔註三〕。

湖泊生活史的幾個主要階段 由於拍岸浪、入湖河流的沖積及湖裏的生物和

〔註一〕矽藻土——由硅藻的矽質骸骨而組成的易碎岩石。

〔註二〕湖鐵礦——在湖底及沼澤底部成豆形、貨幣形及塊狀的鐵的氫氧化物。

〔註三〕湖白堊——眼子菜屬、輪藻科植物及其他植物的莖上的生物化學生成物。形成於炭酸鹽含量豐富的湖泊。

化學作用的結果，湖盆漸漸被沉積物所充塡，草藪蔓生，結果變成沼澤。這樣一來，每一個湖泊都要經歷特有的幾個生活期，而在最後好像死亡了一樣，即不再成為湖泊了。湖泊的生活史分為四個主要階段。

1．幼年期——即湖盆的原始的地勢起伏幾乎完全沒有改變的時期。

2．壯年期——即湖岸淺灘已經形成，三角洲沖積錐也已形成，但是湖底的起伏還沒有被沉積物所塡平的時期。

3．老年期——即沉積物塡平了湖底，湖底周圍已形成連續的卵石坡和三角洲斜坡（在這時期淡水湖的特徵是在沿岸地帶廣泛生長着水生植物）的時期。

4．衰亡期——湖已逐漸淤淺，同時大部分湖面都生長着植物。進一步發展時潛水植物就為水上沼澤植物所代替，也就是說湖泊轉變為沼澤。

但是，並不是所有的湖都會經歷上述所有的生活時期。在河床傾斜很大的情況下，巨大的出湖河流能够切開湖盆的某一邊緣，並因而湖水瀉出，漸趨乾涸。此時乾涸了的湖泊就變成了窪地，河流（這就是湖泊的以前的出湖河流）沿着這一窪地的底部流着。在冰川沖積層區域這種出口下切的湖特別多。在這裏也常常有輪廓很整齊的河谷，同時河谷的寬濶部分通常都是出口下切而消滅了的湖底窪地。由此可見，湖泊依其出湖河流的情形的不同，可能在任何生活時期瀉水而消滅。

湖泊的地理分佈 湖泊的總面積平均佔陸地整個表面的２％。湖泊到處分佈着，並在各種極其不同的條件下存在着。同時也應該指出，湖泊的分佈也是不均勻的。例如，在歐洲古代冰封區域，湖泊所佔的面積不是該區域陸地總表積的２％，而是４％，在芬蘭境內，湖泊面積約為該區域陸地面積的15％，而在維留斯盆地，湖泊面積達該地面積的20％，一般說來，大多數的湖泊都是成大的集團而分佈着，形成各種湖泊區域。

位於同一地區的湖泊通常具有相類似的氣候、地質條件，同時在成因上，可能是屬於同一種類型的。

沼　　澤

沼澤的類型 被淡水或鹹水充分濕潤了的地段叫做沼澤。沼澤的水可能是部分地覆蓋土壤，但也可能只是浸潤着土壤。大多數沼澤都是被特殊的植物所覆蓋着。這一點就使得某些學者有根據把長滿着特殊植物的、含水量很大、水分蒸發量很小的地區叫做沼澤。不言而喻，沼澤裏也有沒有植物的地方。

按水源的條件，沼澤可分為低地沼澤和高地沼澤。低地沼澤多分佈在低地，這種低地經常地或者是不經常地（週期地）被水所淹沒着。這種沼澤又往往是涸湖（遺跡湖）（Exunct lake）或者是被河水、湖水以及地下水所淹沒的低地。在這裏因地勢起伏和蓄水層的位置高，所以地下水面很高。高地沼澤的特點，是它們永遠位於壤中水水面之上，而主要是受大氣降水的供給。在低地沼澤和高地沼

澤之間，存在一種過渡型的沼澤，有時把這種沼澤另立一類，叫做過渡型沼澤。



圖158 低地沼澤


圖159 高地沼澤（泥炭沼）

正如我們已經講過了的，沼澤最特出的一點，是那裏有着特別喜愛濕潤的植物。依其植物的性質不同，沼澤可分爲**雜草沼澤**、**蘚苔沼澤**和**混合沼澤**。

屬於雜草沼澤的是那些生長着藁、蘆、蔍（Typha angustifolia）等沼澤。雜草沼澤多半都是低地沼澤。相反地，蘚苔沼澤則多是高地沼澤。像海綿一樣，蘚苔能吸收大氣降水的水分，因此它們能形成在平原、分水嶺甚至於在斜坡上。蘚苔漸漸繁茂起來，這時蘚苔的下層完全浸在水裏，吸收不到陽光和空氣，因而逐漸死亡。但是已經死亡了的部分，在缺少氧的條件下，並不腐朽，仍保持着自己的細胞構造，因而使得這一部分成爲很好的濕氣保持者。由於蘚苔每年生長和它的下層死亡的結果，就形成很厚的泥炭層，這種泥炭層幾乎完全是由蘚苔（泥炭苔屬—Sphagnum —植物）形成的。在森林地帶，蘚苔沼澤及泥炭沼澤特別廣泛地分佈着。在西伯利亞西部亞寒帶針葉林帶，特別是在瓦修剛地區，泥炭層的厚度達 5—8 米，甚至10米。除了各種泥炭苔屬植物（Sphagnum medium S .fuscum）等之外，在蘚苔沼澤中還生長着磯躑躅（Ledum palustre L.）、越橘（Vaccinium vitis idaea L.）、蔓越橘(Vaccinium oxycoccos L.)、Vaccinium, myrtillus L.（越橘屬之一種）等。

草本植物及蘚苔植物混合生長的沼澤多屬於過渡型沼澤。在這裏我們既可以看到藁屬植物、莞屬植物、弱樺（Чахлые березы）樹叢，也可以看到代替草原植物的大量的泥炭苔。

沼澤也如同湖泊一樣，不是永久不變的。低地沼澤隨着植物遺骸的逐漸堆積，便失掉了低地的性質，變成草丘、多水的草原或森林植物地區。高地沼澤也同樣是在不斷的演化着，變爲很厚的泥炭澤，其表面逐漸乾涸就長起了森林植物。此外，泥炭苔還能蔓延到沼澤以外的地區，把這些地區變爲沼澤。這樣看來，沼澤在共發展過程中，首先是變爲泥炭澤，而後依條件的不同或變爲草原，或變爲森林植物地區。在沼澤中，除泥炭之外，還能形成：沼鐵礦、黃鐵礦、藍鐵礦等。但是後者在很厚的泥炭層中，僅佔比較很少的混雜物的地位。

沼澤的地理分佈 沼澤散佈在地球上的一切地區，但是在温帶森林帶及凍土帶，它們最爲發達。到現在爲止，沼澤所佔據的面積，還沒有精密地計算出來，大致上說約在三百五十萬方公里以上。

僅僅在蘇聯的歐洲部分，沼澤所佔面積，就大約有三十萬方公里，約合本區

地面的 6.8 %。沼澤的分佈也非常不均匀。例如，在諾維格勒區域，沼澤面積約爲該區地面的 20% ，在波列協地區爲該區地面的 28% ，在□蘭約爲該區地面的30%，而在西部西伯利亞的瓦修剛則爲該區地面的50%以上。降水量大，蒸發量小，以及土壤的容水量小——這些情況就是促進產生沼澤的主要原因。在西部西伯利亞除了這些原因之外，還要加上地勢平坦、河間地的侵蝕極爲輕微、小河谷下切極小以及完全沒有離谷等原因。

在沼澤之中，水蘚沼澤佔據着特殊的地位。這種沼澤多半是在各種形狀的地勢起伏的條件下所生成的高地沼澤。愛爾蘭是水蘚沼澤在高原斜坡上廣泛發展的例子。在霪雨連綿之後，斜坡上的泥炭層飽含水分，往往形成巨大的液體泥炭流向下滑流。以前有過這樣的情形：液體泥炭流冲走了房屋、樹木，漫淹了田野。

在蘇聯歐洲部分廣泛分佈的水蘚沼澤的南部界綫爲明斯克—莫斯科—莫洛托夫—斯維爾德洛夫斯克。必須提一下在蘇聯南部區域有着位於德涅泊河、頓河、伏爾加河、庫班河等大河下游的低地沼澤。在這裏低地沼澤常常變成供養河流的蘆澤（浸水草原）。

第四章　海　　洋

世界大洋　地球上所有的海與大洋形成一個連續的世界大洋，其面積約等於三億六千一百萬方公里，相當於地球全部表面的71%。

成爲巨大的分離的陸地形式的大陸，分世界大洋爲四大部分，其中每一部分都具有它自己的名稱，這就是太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。

太平洋　大洋之中最大的是太平洋，太平洋因其幅員之大，也常常被稱爲偉大的大洋。太平洋的面積179,679,000方公里（按四捨五入計算爲180,000,000方公里），約佔整個世界大洋表面的50%，或整個地球表面的30%。太平洋的平均深度4,300米，而其最深處則達一萬米〔註〕以上。

太平洋西面與亞洲及澳大利亞，東面與北美及南美洲接境，而南面則與南極大陸接境。按形狀來看，這是一個巨大而不規則的具有多少向西北方向伸展的鈍角的四邊形。太平洋的最北部以其比較狹窄的和淺水的白令海峽與北冰洋相連接着。相反地，太平洋的南部則與一切鄰接的大洋相接連，其間的境界綫是按一定的條件決定的。太平洋與大西洋之間的界綫是從合恩角(Cape Horn)到格蘭海姆地（Grahaml and，在南極大陸）。太平洋與印度洋之間的境界是由威里亞姆斯角（南極大陸，南緯70°，東經163°）至塔斯馬尼亞島，繼而由約克角（北澳大利亞）向新幾內亞島，而後沿海峽向爪哇島，蘇門答臘的東北海岸，向新加坡直到麻六甲海峽。

大西洋　大西洋差不多等於太平洋的一半。它的面積爲93,363,000方公里。大西洋的平均深度約3,900米，而最深處達到6,000—8,500米（波多黎各窪地8,525米）。

太平洋與大西洋之間的境界綫我們已經講過，大西洋與印度洋之間的境界是由南極大陸的海岸（拉爾斯地，南緯68°，東經69°)經過刻庫楞島(Kerguelen I.)至非洲的東南岸（南緯25°，東經35°）。大西洋與北冰洋之間的境界綫是由北美洲的海岸沿82度緯綫至格陵蘭，而格陵蘭與斯堪的納維亞半島之間的境界綫是由格陵蘭島北緯65°至斯堪的納維亞半島北緯59°。

大西洋具有很大的彎曲，如S形，這種S形的彎曲把南北美與歐洲及非洲分隔開。從北向南强烈伸展着的這種S形彎曲的特徵是它的西部海岸與東部海岸相平行。

〔註〕在非律賓羣島附近海溝的最深處爲10,830米。

印度洋 就其面積來講，印度洋較之大西洋稍有遜色(74,917,000方公里)，它被大陸大大地阻攔着，同時有一部分很像內海。印度洋與太平洋及大西洋不同，它主要的部分是在南半球上。

北冰洋 北冰洋與其它大洋相比較並不大。它的面積是13,000,000方公里。曾經有一個時期甚至於把北冰洋看作是構成大西洋一部分的海。然而它介乎大陸之間位於北極，非常特殊的自然地理條件（温度、結冰條件、鹽分、海流以及它的規模），就使得人們不能不把它認爲是一個大洋。

上面已經講過北冰洋與大西洋及太平洋之間的界綫。北冰洋的平均深度約爲1,200米。最深處超過5,000米。

海 每個大洋在和陸地接觸的地方，形成海與海灣。

海——這是與大洋比較隔離的部分，各有自己的特點（即獨特的鹽分，温度及獨自的海流等）。這些特點就使得它們與大洋有所區別。但海灣很少與大洋隔離，並且它所具有的特點也和那些與它相連的大洋或海的特點相類似。

但是實際上某些海也叫做海灣。這種例子有墨西哥灣、哈德孫灣、波斯灣等典型的海。這些海之所以被叫做海灣，完全是在歷史上形成的，而後在地圖及文獻中就沿用了下來。

海依其位置及其深度而分爲：1.地中海式海，2.內海及3.邊緣海。

地中海式的海，正像它的名稱那樣，是位於大陸與大陸之間的海。屬於這種海洋的有，地中海、澳大利亞和亞洲間的海洋及其各部分、加勒比海及墨西哥灣、紅海等。所有地中海式的海都非常深，並且不僅分割着大陸，而且也分割着陸基。

內海，正如它的名字那樣，是位於某一大陸內部的海。這種例子有：白海、波羅的海、哈德孫灣、波斯灣等。地中海式海，特別是內海的特點是受周圍陸地的影響很大。例如，被乾燥氣候的地帶所圍繞着的地中海與紅海的鹽分較大（地中海爲38—39‰，紅海爲41‰）。相反地，這些海被隔離了的部分，在大量河水的影響下，鹽分很少（黑海達17—18‰，亞速海爲10—12‰）。

邊緣海位於大陸的邊緣，而與大洋或羣島或半島相隔開。譬如白令海、鄂霍次克海、日本海、加里福尼亞灣、北海等。邊緣海的特點是很少受陸地的影響。

海底的起伏

深度的測量 現階段能使我們獲得關於海底起伏概念的唯一方法，就是用鉛錘測量深度。

正如我們已經講過的，對於淺海深度的測量是用簡單的測鉛來進行的，這種測量器是由末端繫着重物的長繩所作成。海洋的深度達到5—7甚至是10公里時，就不能再用這種測鉛來測量，因爲測鉛所繫的長繩或鐵索的重量要比末端所繫的重物沉得多（在這種條件下，當重物接觸底部時是不能感覺到的）。

大家都知道，麥哲倫曾試圖用普通的測鉛測量太平洋的深度，但是他的測量並沒有成功。別人的許多嘗試也都遭到了同樣的失敗。很值得驚奇的是，有時把比深度長一倍的繩子投到海中，但是也未能接觸到海底。例

如，十九世紀初葉，在巴倫海峽從美國「阿丁」號軍艦上曾投下長達15 000米以上的繩子，也未能接觸到海底，雖然該地方的深度並不超過7 000米。

彼得大帝曾經發明了測量海底深度的儀器。他的發明便成爲所謂布魯克測深器的構造原理。布魯克的測深器是由鐵管和重鉛球按裝在一起做成的，在鐵管上有重鉛錘（鑽有一個直通圓孔的鑄鐵球）。當鐵管接觸到底部時，重鉛錘便自動地離開，鐵管就比較容易地被拉到海面上來（圖160）。以後則用更爲便利的粗0.7—0.9毫米的鋼絲代替長繩。鋼絲比繩子堅固得多，摩擦非常小，很容易纏繞在捲索車(Reel)上，所佔面積也不大。

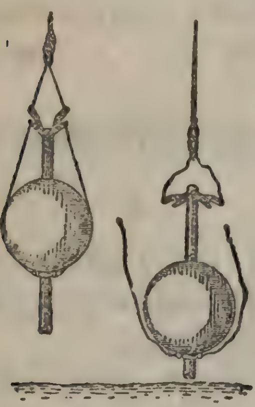


圖160 布魯克測鉛

測深器 現在海洋測鉛的鋼絲是用一種特別的裝置而放下的，這種裝置叫做測深器。測深器是這樣裝置的：鋼絲在往水裏放下去的時候經過一個輪，用這個輪的迴轉次數來測量所投下的鋼絲的長度。當測深器觸及海底的時候，表示輪的迴轉次數的計算器便自動地停止，而把所達到的深度表示出來。觸及海底的測深器的鐵管帶上一部分泥土，而這些泥土就成爲測深器確實達到海底的證據。此外在鐵管中還安裝有溫度計，它在每次測量時能測定出海底附近的溫度。

儘管我們有着這些裝置，然而深度的測量還需要很長的時間。例如，爲了要把測深器放下四公里深，就要費一小時左右的時間，而要放下六公里深時，差不多需要兩小時左右的時間。往上捲測深器的繫索的速度非常慢。這樣一來，每一次深度的測量都需要船艦長期停留在一個地方。最近20—25年來開始採用另一種完全新的測量深度的方法，是用一種所謂回聲測深器（音響測深器）來測量深度的。

回聲測深器的原理是在於以下幾點。聲音在水中的傳播速度每秒鐘約 1,500米（即比在空氣中的傳播速度快四倍）。如果在水面發生强大的聲音（射擊，爆破），那麼音波就幾乎以同一的速度向四面八方傳播。音波達到了海洋底部之後，便以相同的速度向水面反射回來。如果精密地記下發生聲音的時刻，然後再記下回聲到達水面的時刻（圖161），那麼就不難計算出該地方的深度。例如從發聲的時刻到回聲的時刻經過六秒鐘，也就是說聲音在六秒鐘之內已經完成了由水面到水底並且返回水面的這一路程。由此可見，聲音由水面到水底部的路程是以三秒鐘完成的。以三乘聲音的每秒速度 1,500 米，就得出所求的深度（4,500米）。顯而易見，這種測量深度的方法所需時間很少，所以在船舶行進中的任何時間內都可以進行。

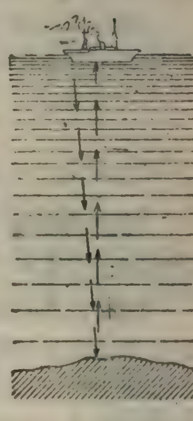


圖161 回聲測深器的原理

現在代替聲音應用超音波，這種超音波的頻率每秒鐘在200,000以上〔註〕。使用一種特殊的裝置來發出和收聽這種超音波。這種裝置便自動地在感光紙上畫出該船所探察的海底起伏之詳細的圖。

等深綫圖　把用測深法測量出來的深度記載在圖上，像繪製湖深度圖時所做的一樣，畫等深綫。這裏所不同的僅是，當大洋非常深及測量次數很少的時候，僅只畫出最必需的等深綫。為了達到我們的目的，即為了畫出海底起伏的基本形狀，我們取大陸淺灘下端的200米等深綫，陸基上下兩端的 2,000 米及4,000米的等深綫，以及記載主要地溝或海淵的 6,000 米等深綫。為了使其更明顯地表示出來，在圖上塗上一種顏色由淺到濃的各種色調，以表示各種不同的深度（參看半球圖）。要得出比較詳細的海底起伏圖時，就要詳細地分出不同的深度。

世界大洋底部地形的基本輪廓　為了正確地了解海洋底部的地勢起伏，就需要很多次的測量。其實對於大洋深度的測量是非常不够的（世界大洋的 2/3 以上的面積，每10,000方公里還測量不足一次）。儘管深度測量是如此之少，但是世界大洋底部起伏的基本輪廓，仍然在等深綫圖上表示得很確實。

200 米等深綫給我們很鮮明地畫出各大洋沿岸部分的大陸淺灘的輪廓。深度由 200 到 2,000—2,500 米的區域，是大陸陡坡區域。以後便是世界大洋最寬廣的區域，深度由 2,500 到 5,000 米，這就是所謂遠洋區域或大洋區域（Ocean-basin）。因此，我們把世界大洋分為：

大陸淺灘（深度由0到200米）…………………………………… 8 %
大陸陡坡（深度由200到2,500米）……………………………12 %
大洋盆區域（深度由2,500到6,000米）………………………77 %
地溝及海淵區域（深度由6,000到 10,000 米的區域）…… 3 %

大洋底部的起伏　我們既已講過世界大洋底部起伏的基本輪廓，現在就進一步來研究最為著名的大西洋的底部的起伏。正如同我們已經講過那樣，大西洋由北向南伸展，微微曲折類似之字形或「S」形。在大西洋的北部由格陵蘭海岸到不列顛島海岸，綿亘着深度由320到600米的寬廣的水下高地，這一高地叫做海嶺（外維里・塔木孫海嶺）。這個海嶺把北冰洋深海區域和大西洋的深海區域相分隔開，並且阻碍北冰洋的寒冷的底流流入大西洋去。

大西洋的一個非常大的特點就是，它的中央底部凸起，這一凸起由北極圈開始一直伸展到南緯58°。這一凸起的深度由2,000到 3,500 米，它綿延於大西洋的整個長度，並在基本上重覆着大西洋的形狀。由中央凸起部分向東及向西有大西洋底部最深的區域：歐非深陷區，由4,000到6,000米，沿歐洲及非洲的海岸伸展着；美洲深陷區，由5,000到7,000米，沿北美及南美的海岸伸展着。大西洋最深的地方是波多黎各島以北的地溝（8,525 米）。

太平洋底部的起伏　太平洋具有最大的平均深度（約 4,300 米）以及最大的絕對深度（達 10,830 米）。5,000米等深綫圍繞着太平洋在北半球的絕大部分及

〔註〕超音波的聲音，人們是不能聽到的，因為人類的聽覺器官（耳朵）只能在頻率每秒鐘不超過40,000次以上時才能聽到聲音。

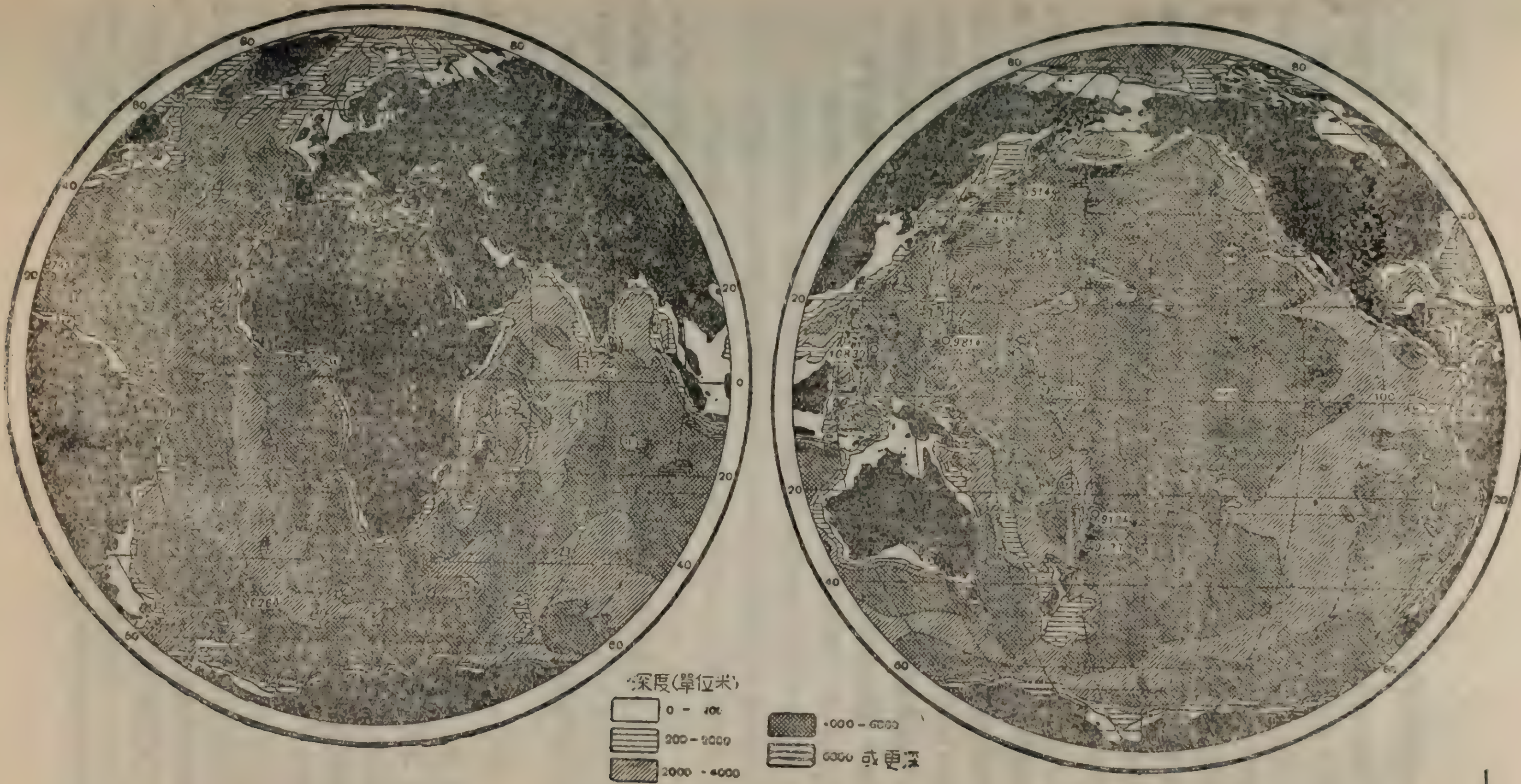


圖162 世界大洋的深度

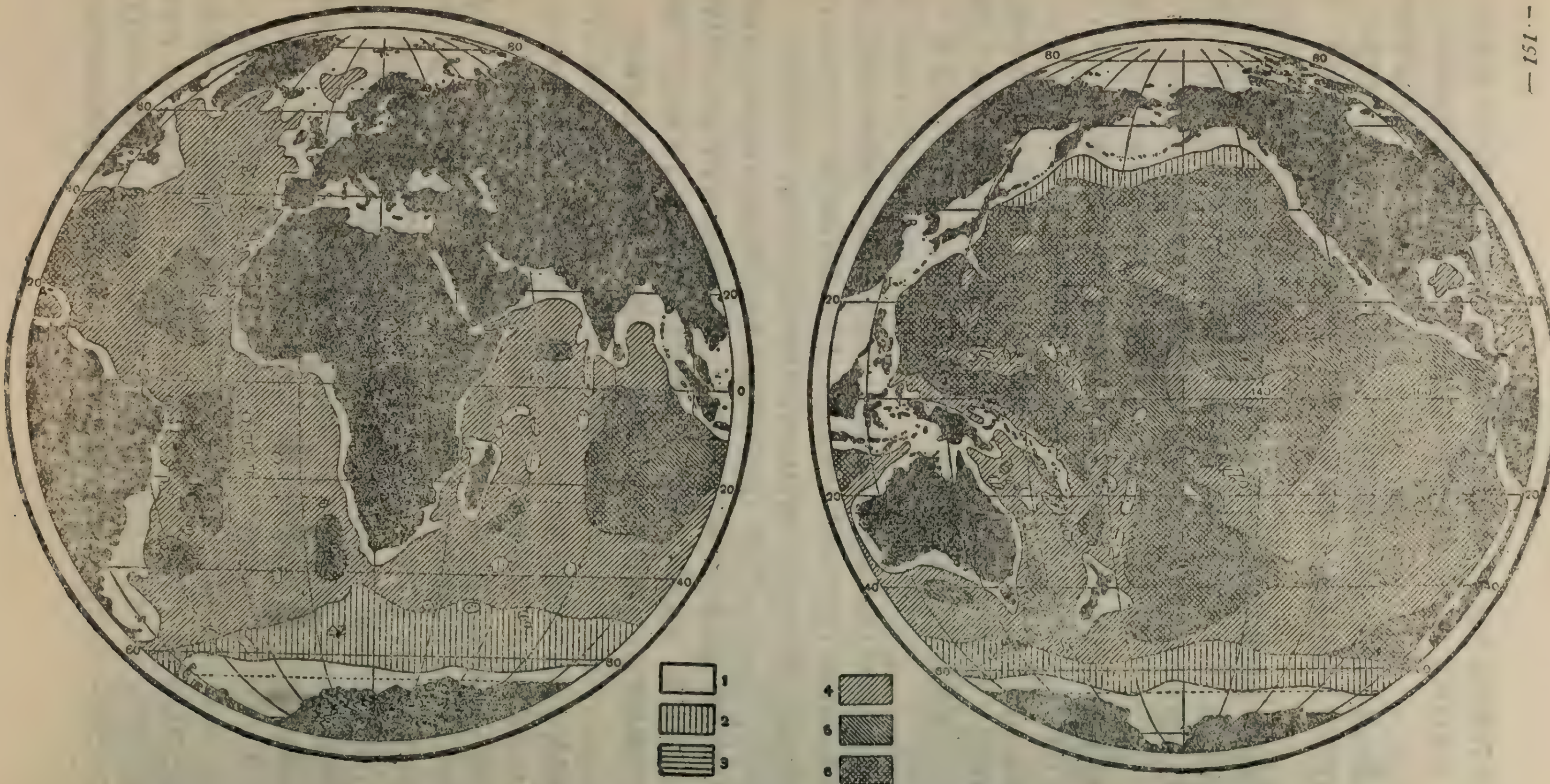


圖163　世界大洋底部的土壤

1. 沿岸沉積物。　2. 矽藻軟泥。　3. 翼足蟲軟泥。　4. 抱球蟲軟泥。　5. 放射蟲軟泥。　6. 紅色黏土。

在南半球的相當大的部分（由東加羣島及新西蘭到東經120°），而佔太平洋整個面積的50%以上。太平洋的特點就是，最深的地方都是在太平洋邊緣地方。特別是在太平洋的西半部有很多非常深的地方：阿留申地溝（阿留申羣島以南），深度在6,000—7,000米以上；千島地溝（千島以東），深度在7,000—8,000米以上，最深處爲8,560米；菲律賓地溝爲8,000—9,000米，最深處約爲10,830米；東加地溝約爲9,000米等等。在太平洋的東部最深處爲秘魯地溝（在秘魯及智利海岸），深度在7,000米以上。幾乎所有的太平洋的地溝都具有猛烈伸延的海溝形狀；它們的方向一般地和附近島嶼上的山脈的方向是一致的。

印度洋底部的起伏 印度洋也以有很大的平均深度爲其特點（3,900米），大約它的50%具有4,500—5,000米的深度。印度洋的特徵還有：它的底部兩處凸起，其中的一個好像是印度半島南部的延續，第二個好像是南極大陸北部的延續。這些凸起的地方把印度洋分爲兩部分：西部印度洋與東部印度洋，深度由4,000到6,000米。具有伸展的海溝形狀的最深處位於東部印度洋。其中最深的地方是在巽他羣島附近，由5,000到7,000米。

北冰洋底部的起伏 對於北冰洋所進行的調査還很少。它的特徵是在北冰洋中部（近極地方）有3,000米等深綫圍成的很廣大的深海區，以及在格陵蘭和斯堪的納維亞半島之間有兩個窪地。廣大的歐亞大陸和北美洲的大陸淺灘包圍着北冰洋最深的中部。最深處（在今天所能知道的）達5,440米。

海底的土壤 要從海洋底部獲取土壤的標本，首先使用在下端裝設着鐵管和脂肪的測鉛（土壤能粘在脂肪上）。爲了獲取大量的土壤，使用像注射器針頭那樣尖端斜切的鐵管。當裝置在測鉛下端的鐵管觸及海底時，就深深地穿入土壤層裏，並帶上厚達0.5米的土壤柱。

除普通的測量器之外還使用掘泥斗。掘泥斗有各種各樣的構造，但是它們的構造原理都是相同的。掘泥斗具有兩個可以自由開合的杯狀瓣，這兩個杯狀瓣對合起來就把土壤抓進斗內。爲了要獲得大量的土壤而使用納泥網。納泥網是由一種大的帆布口袋縫在很重的鐵框上而做成的。鐵框沿着海底向前走，插入土壤中，並把土壤抓入口袋裏。在口袋的末端紮上幾個由麻作成的長托布，在這個托布上很容易使海棲動物糾纏在裏邊，而被拉到水面上來。

納泥網順着海底前進，通常能抓進很多的土壤。探究的結果證明，在大陸淺灘區域的海底是被泥土所覆蓋着，這種泥土是由從大陸上沖下來的泥沙所構成的。在海岸附近是砂礫，再深處是粘土及大陸生成的泥土。這種大陸淤泥分佈的總面積大約有九千萬方公里。

遠洋區域的底部則具有另外一種性質的土壤。通常大陸生成的沉積物（泥土）不能達到這裏，因此在這裏主要是生物生成的泥土。大部分是極微小的動植物的骨骼及貝殼。

生物性軟泥的沉積量非常大，我們只根據下面一個例子便可以看出：在世界大洋底部一年之間所沉積的石灰質軟泥大約有1.4×10^{9}噸。軟泥在大洋及海中分



圖164　抱球蟲軟泥（顯微鏡下圖）

佈最廣，它主要地是由單細胞動物的抱球蟲（圖164）及翼足蟲的石灰質貝殼和骨骼所形成。抱球蟲軟泥通常是淡黃色或者玫瑰色的，並且由700到5,000米的深處分佈最廣。它的分佈面積大約有一億四千萬方公里。翼足蟲軟泥則比較很少遇到。在深度由700到2,800米處分佈的面積大約有一百三十萬方公里。



圖165　放射蟲軟泥（顯微鏡下圖）

在熱帶的海洋中（印度洋及太平洋）廣泛地分佈着所謂放射蟲軟泥，這是由放射蟲的矽質骨骼形成的（圖165）。它分佈的總面積約為一千零四十萬方公里。在北冰洋中矽藻軟泥（草黃色）分佈最廣，它是由矽藻類的骨骸形成的（圖166）。其分佈的總面積約為二千六百五十萬方公里（在由1,100到3,600米深處）。

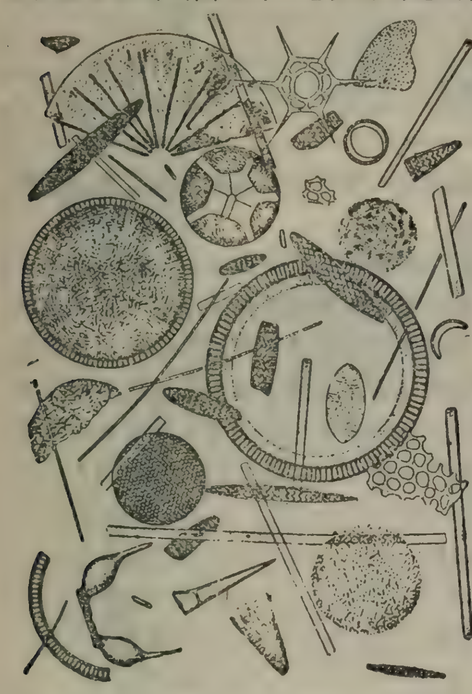


圖166　矽藻類的骨骼（顯微鏡下圖）。

深海區域的底部，幾乎完全被深水中的紅色粘土所覆蓋着。顯然，這就是風所帶入的火山灰分解後的生成物以及海流所帶的膠質泥土的極薄的沉積物形成的〔註〕。深水中的紅色軟泥沉澱得非常慢。這一點由以下的事實便可得出證明，在從很深處由測深器採取上來的土壤標本中曾經發現還是在第三紀生存過的鮫魚的牙齒，深水中的紅色軟泥分佈的面積在一億方公里以上。這種軟泥特別是在深度超過4,000—5,000米的地方為最多。

剛一看起來也許覺得奇怪，為什麼在很深的地方，幾乎沒有生物性軟泥。這是因為單細胞動物的極微小的貝殼和骨骼下沉得非常慢（由兩晝夜到三晝夜），在海中未曾到達最深處之前就被海水溶解了。僅只是海棲動物的非常堅固的骨骼及鮫魚的牙齒才能到達海底。

〔註〕Л·С·柏爾格著，海沉積物的分類。全蘇地理協會通報，第79卷，第三期，1947年，276頁。

海水的物理性質

溶解於海水中的鹽類 在海水中溶解着各種各樣非常多的鹽類，這些鹽類給予海水以特殊的苦鹹的味道。海水的鹹味主要是因海水中有氯化鈉（食鹽）溶解在內。苦味則是因爲海水裏有鎂鹽($MgCl_2$，$MgSO_4$)溶解在內。每一公升海水含有27.2克氯化鈉，3.8克氯化鎂，1.7克硫酸鎂。其次則是硫酸鈣($CaSO_4$)1.2克，硫酸鉀(K_2SO_4)0.9克以及其他含量不超過0.1克的物質。這樣看來，每1,000克海水就含有35克鹽分。

儘管海水要被淡水冲得稀薄起來，但是海水中所含有的鹽分的百分比仍然是不變的。

例如：

NaCl	佔	77.8%
$MgCl_2$	〃	10.9%
$MgSO_4$	〃	4.7%
$CaSO_4$	〃	3.6%
K_2SO_4	〃	2.4%
$CaSO_3$	〃	0.3%
$MgBr_2$	〃	0.2%

此外，海水的成分中還包含將近三十種不同的物質，但共數量非常微少，總共也不超過0.1%。

海洋裏的水，正如已經講過了的，是處於不斷循環的狀態中。它蒸發到空中，成大氣降水而降落下來，並且成爲地下水及地面水流經過很長的路程，而又重新回到大洋中。水通過這樣漫長的路程，溶解着許許多多各種各樣的物質，並把它們帶到世界大洋中去。因此，世界大洋便好像是存蓄那些經常不斷的被河流及小溪帶到那裏去的溶解物質的地方一樣。然而，如果要把包含在海水及淡水中的各種溶液的化學成分作一番比較的話，那麼我們便會發現共間有很大的差別。

	海水	河水
氯酸鹽	88.7%	5.2%
硫酸鹽	10.8	9.9
碳酸鹽	0.3	60.1
其他物質	0.2	24.8

在海水中氯酸鹽占優勢，相反地，在河水中氯酸鹽却非常少。河水中碳酸鹽類（碳酸鈣）非常多，但是在海水之中碳酸鹽類却特別少。此種情況是由於海水中的碳酸鈣、碳酸矽以及其他物質被動物及植物大量地消耗而用於形成各種骨骼、貝殼、珊瑚等等。這些動植物死亡之後，它們的骨骼及貝殼落到水底，並在那裏形成巨大的沉積層。總括起來說，海水中鹽分的比例經常受海洋中生物所調節。

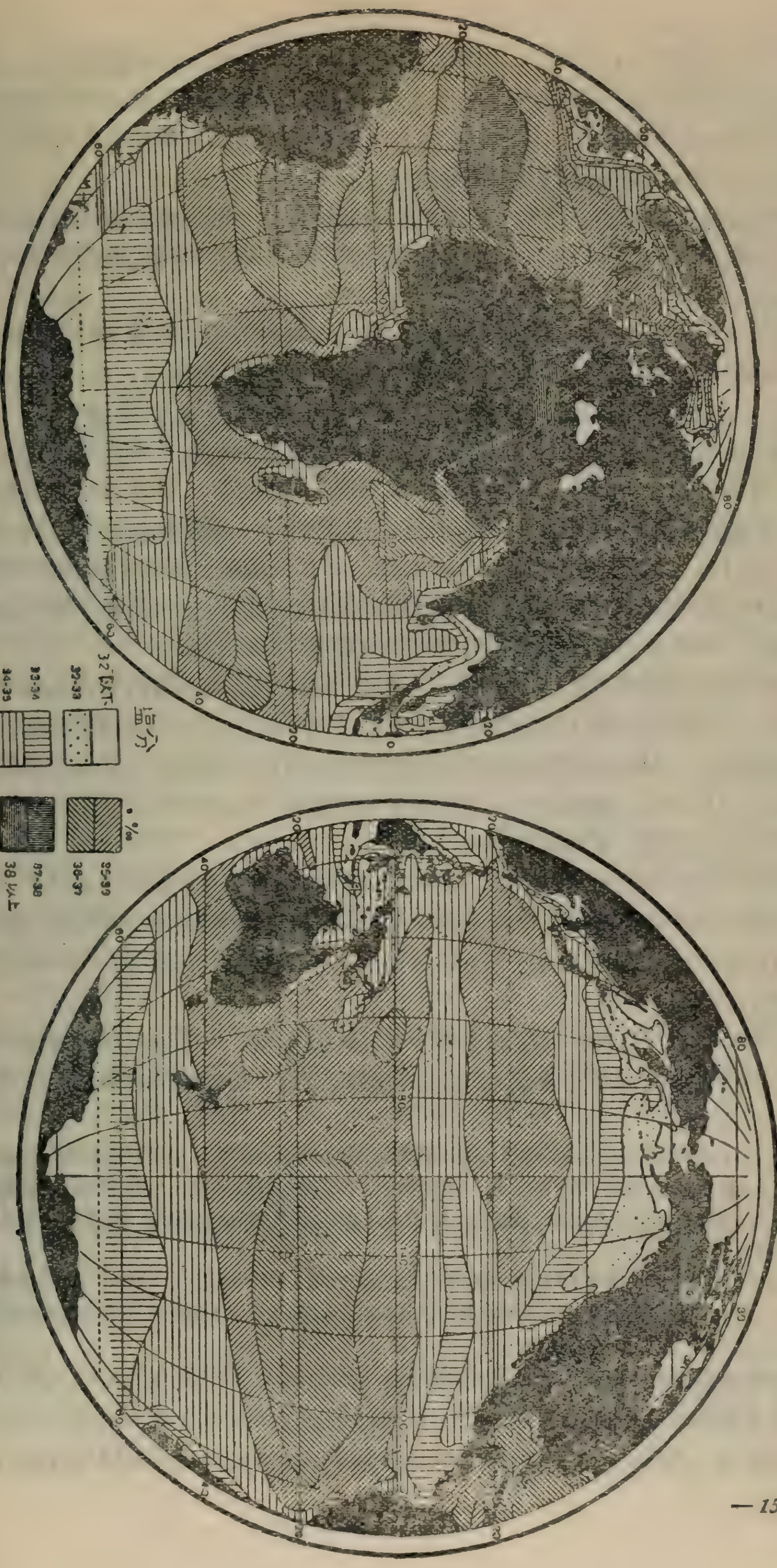


圖167 世界大洋鹽分的分佈

鹽分 一公升（1,000克）的海水中，已如上述，平均含有鹽約35克，換句話說，每1,000重量單位的海水就含有35重量單位的鹽。在這種情形下，35這一數量就是表示海水的鹽分，通常以千分之幾來表示。用記號表示鹽分如下：

S＝35‰，即鹽分(S)＝千分之三十五。

一切遠離海岸的大洋的水，通常所具有的鹽分S＝35‰。沿岸區域的水被河水沖淡，所具有的鹽分爲34—33‰，甚至於是32‰。在降水稀少而蒸發量大的貿易風地帶，鹽分常常上昇至36，甚至於37‰。

相反地，在北冰洋，由於蒸發量小的關係，表面的鹽分降低到34‰。同樣在降水量非常多的赤道地帶也可以觀察到鹽分低下的現象（圖167）。

在一切大洋之中深度超過1,000—1,500米的地方，鹽分皆爲35‰。

海的情形則稍有不同。以寬廣的或者是大量的海峽與大洋相連結着的邊緣海，具有着相當大的鹽分。例如，日本海的鹽分爲33‰，鄂霍次克海的鹽分爲32‰。在遠離大洋的並有許多大的河流流入的內陸海，則鹽分微少。例如，黑海的鹽分爲14‰—19‰，波羅的海8‰—12‰，而在波的尼亞灣的北部甚至是3‰。相反地，被乾燥氣候的地區所圍繞着的海則具有很大的鹽分。例如，地中海的鹽分爲38‰—39‰，而被沙漠包圍着的紅海的鹽分則約爲41‰。

對於鹽分的研究不論是在科學上，或在實際生活上都具有很重大的意義。對於鹽分具有正確的知識，使我們能够確定海流以及海水在水平方向及垂直方向的一般運動情況。海水的鹽分及比重在國防上也具有很大的意義。潛水艦的航行、下沉的深度及速度，敷設魚雷，用魚雷擊沉敵艦等等，都要求對海洋的各個不同地區的鹽分及海流具有準確的知識。

顏色 窗戶上的乾淨玻璃，在我們看來是完全透明的。但是，如果把二三十塊乾淨而透明的玻璃重疊起來，那麼這種玻璃的厚塊就顯得是半透明的，勉勉強強透出淺藍色或微微發綠的顏色。這就是說，乾淨而透明的玻璃實在不是完全透明和沒有顏色的。

水大致上也可以說是同樣的情形。乾淨的蒸溜水，看來是無色及完全透明的。然而這只能在水層比較薄的時候才能觀察得到。比較厚的水層則顯得是淺藍色的。

可以用以下的方法來檢查這一點。試取一個五米長的玻璃管，注滿蒸溜水，再用平滑的玻璃片把玻璃管的兩端關閉上。把玻璃管裝置在不透光的盒子中。把玻璃管的一端放在窗戶上，從另一端觀看光綫。實驗証明，乾淨的蒸溜水具有非常優美的和乾淨的淺藍色。這就是說，水吸收了光譜中的紅色和黃色的光綫，並且很好地透出淺藍色。

上面這一實驗使得我們明白了，爲什麼湖、泊、海洋的乾淨的水富於淺藍色：水中的一切混合物都改變着水的顏色。例如，如果把黃色或者是淡紅色的極細微的粉末撒入乾淨的水中，那麼水就有着淺綠色的色調，等等。

溶解於海水中的鹽，不影響水的顏色，因此海水多半具有淺藍色。然而，懸濁的泥土微粒却立即使水具有一種色調。例如，流經黃土地帶的中國的黃河把海水染成黃色（黃海）。被河流所帶來的泥土微粒使白海的水具有微綠的顏色，使

波羅的海的水具有濁綠色。

透明度 水中的各種物質的混合物，不僅僅改變海水的顏色，並且也改變海水的透明度。我們知道，濁水是不透明的，而淨水則是透明的。在科學上以及實際生活上（特別是在國防事業上），對於水的顏色及透明度的研究具有着非常重大的意義。爲了研究水的透明度用非常簡單的儀器——塞克板。它是由直徑30厘米的塗上白色的鋅板作成的。這種鋅板類似普通的秤盤繫於繩上，慢慢地沉到水中。同時從上面注視着：白色圓盤到一定深度就看不見了。這一定深度便確定着海水的透明度。例如，在白海塞克板是在6—8米深度處開始看不見的，在波羅的海爲11—13米，在黑海爲28米。地中海的水最爲透明，達50—60米。

在確定透明度的時候通常也確定顏色。白色圓盤隨着下沉的程度而改變着顏色。在一些海裏，圓盤在某種深度上成爲淺藍色，在另外一種深度成爲綠色等等。

爲了準確地標記出所觀察的顏色而使用顏色表，這種顏色表是由裝滿了由淺藍色到黃色的各種色調的溶液的許多小管所作成。

海水的發光 夜間也常常看到海水發光。這種發光並不是來自海水本身，而是發自棲息於海水中的能够發光的某些生物，屬於這種生物的有：發光的細菌，單細胞生物（特別是在夏末大量出現的夜光蟲），某些水母等等。

海　的　温　度

海面温度的昇高 水是地球上熱容量最大的物體。把一立方厘米的水加熱1°所需要的熱量和把5立方厘米的花崗岩或3,134立方厘米的空氣加熱1°所需要的熱量是相同的。這就是說，水的熱容量比花崗岩的熱容量大五倍，比空氣的熱容量大3,000多倍。

海洋的表面佔地球表面的$^2/_3$以上。因而，被地球表面所吸收的太陽熱的$^2/_3$以上都歸於世界大洋中。這些熱量的一部分消耗於海水的蒸發，一部分消耗於增加海面上邊的空氣的温度，一部分反射回去，放於天空裏，再有一部分則用去增加水面本身的温度。根據大致的計算，照射到單位面積上海面的所有的太陽熱量之中，在熱帶有60%，消耗於使温度昇高。同樣情形在温帶約有30%，在寒帶則有10%。

這種熱量在大氣的生活中以及在陸地上的水的生活中所起的作用，我們已經談過了。同時我們也談過了，水面温度的年變日變和陸地温度的年變日變是完全不同的。我們僅只提醒一下，在熱帶大洋表面的水温日較差爲0.5°—1°，在温帶約爲0.4°，而在寒帶約爲0.1°。至於年較差也同樣不算太大，在熱帶地方爲2°—3°，在温帶地方由5°—10°，而寒帶則爲1°—2°。指出水面温度昇高的特徵之後，我們現在敍述一下大洋及海的温度。

海洋温度的測定 測定海水表層的温度沒有任何困難。取一筒水，把一個温

度計放在水筒裏，溫度計便能表示出溫度來。至於測定比較深處的水的溫度，特別是測量深處的溫度，在這裏就只得使用一種完全特殊構造的溫度計，即所謂深海溫度計。

深海溫度計首先必須要抵抗存在於深海的巨大的壓力。要達到這一點，首先就要把溫度計封閉於厚玻璃管裏，然後固定於銅殼中，以便使水僅僅能够在水銀球的附近和溫度計的非常厚的玻璃管接觸。此外，深海溫度計還必須把它們在深處所指出的溫度固定下來。要作到使溫度的示度固定下來，就要在必要的時候，從上面給溫度計以一定的操作，使它上下顚倒（圖 168），在這種情形下，溫度計裏的水銀柱就斷開，而固定了溫度計的示度。



圖168 深海溫度計

海洋表面的溫度 在各個海洋上航行的船艦每天除測定地理坐標之外，還測定海面的水溫。根據多次這種觀察的結果，可以編製出世界大洋表面的月平均溫度圖及年平均溫度圖，並繪製出與此相適應的等溫綫（圖169）。從等溫綫圖上可以看出，熱帶海洋表面的溫度由東向西逐漸升高，而在溫帶則由西向東逐漸升高。正如我們以後要講到的那樣，溫度受海流的影響，熱帶的海流主要是朝西流動，溫帶的海流則偏東。

我們把陸地上及大洋上的空氣的年平均溫度拿來作一個比較，便可以看出，在熱帶，陸地上的年平均溫度比在海洋上的平均溫度高些。相反地，在溫帶及寒帶，海洋上面的溫度比陸地上的溫度高出許多。海洋對於附近陸地上的溫度的影響，我們已經在前面講過了。

深海的溫度 直接測量表明了，日變化的確是非常小的，它的變化範圍，從水面到25—30米深處，而年變化則在200—300米，在某些場合甚至達到 350 米的深處，深於 300—350 米以下的地方，溫度在全年期間永不變化。換句話說，在300—350米深處有恒溫層。但是隨着深度的加深，溫度也繼續漸漸下降（每深1,000 米大約下降1°—2°），而在 3,000—4,000米深處溫度達到2°甚至－1°。這種隨着深度的加深而發生的溫度的漸趨下降，是由於具有較大的密度的冷水沉向下方，而比較輕的溫水則集中於上層所致。海水與淡水不同，不是在攝氏4°，而是在攝氏2°或再低時，才具有最大密度。這一點也仍舊是由於海水中鹽分的大小來決定的〔註〕。所有大洋的深處溫度低的原因是受極地海洋的影響。在那裏海水冷却到－1°或－2°時沉下去，並沿着各大洋的底部緩慢的向各方流去。在接近海底的部分，由極地向赤道，而在上層部分則產生由赤道向極地非常緩慢的、然而是經常的水的運動（圖170）。這種運動的存在說明了，爲什麽大洋南部海底地方的溫度低於大洋北部海底的溫度。大西洋的海嶺（特姆森海嶺）阻止着北冰洋

〔註〕我們在下面即將講到，海水在－1°—2°時凍結。



圖169 世界大洋表面的年平均等溫線

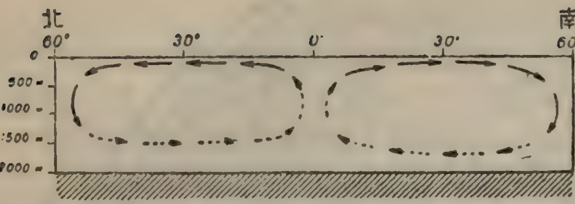


圖170 大洋的表層和底層海水的運動

的寒流的道路，因此，大西洋北部海底的溫度為3.5°及4°，而在特姆森海嶺的後邊，在北冰洋，溫度便立刻降低到－1.2°。

在大西洋的南部由於沒有這種海嶺便形成相反的結果。在那裏從南緯50°開始，海底溫度便在0°以下了。

太平洋的北部與北冰洋之間的關係，和大西洋北部的情形有着顯著的差別，使得溫度由北向南相對地降低。

海水的凍結 海水凍結的過程與淡水相比較要複雜得多。淡水在普通條件下0°時就結冰，而海水則在較低的溫度時才能結冰。海水凍結的溫度首先是決定於它的鹽分，這一點由下表中可以看得很清楚：

海水鹽分的千分比	海水凍結溫度
20‰	－1.1°
25‰	－1.35°
30‰	－1.6°
35‰	－1.9°
40‰	－2.2°

淡水在攝氏4°時具有最大密度。至於海水，則要在更低的溫度時，才能達到最大密度，這仍然是受鹽分所決定的緣故。

例 如：

鹽分為	20‰	海水的最大密度在	－0.3
〃	25‰	〃	－1.4
〃	30‰	〃	－2.5
〃	35‰	〃	－3.5
〃	40‰	〃	－4.5

淡水湖、河、海裏的水在冷却的時候，表面的水成為比較沉重的水並且下沉，而從深處升起輕的較暖的水到表面來。這種運動（所謂對流）漸漸擴展，逐漸延及更深的地方。最後當所有的水都冷却到攝氏4°時，也就是說達到最大密度時，對流便告停止，因為水面上的水，再冷却時，變得輕些。在既成的條件下，上層就繼續冷却得非常快，並且很快地結凍起來。海水中的對流是繼續不絕的，因為水的密度隨着溫度的降低始終是增加着的。此外，在海水凍結時由純水（淡水）形成冰的結晶體，同時並分離出鹽類和增加未凍結的水的鹽分。隨鹽分的增

加，結冰的溫度及最大密度的溫度，正如我們在上表所看到的，有着顯著的下降。所有這些情况合在一起就大大的緩慢了凍結的過程。由此，可知海水的凍結需要較低的溫度及較長的時間。豐富的降雪量（沖淡了海水的表面）加速着結冰，相反地，波動使凍結延緩。

在淡水凍結時我們分出三個時期：形成薄冰，形成冰餅，最後則整個表面完全凍結，海水的凍結大致上也與這個過程相同。海水中水的結晶體比較大，並且結成大的冰塊，他們逐漸結合在一起成更大的冰塊，幾乎連續地覆蓋着海洋，使海洋具有一種特殊的無光澤的色調。海洋開始凍結的狀態，海員們把它叫做「薄冰」。

以後冰塊便增加它的大小，互相衝擠着而形成很大的浮冰，近乎圓盤的形狀。這個特殊的暫時還沒有形成連續的流動的冰塊叫做「冰餅」。

如果是無風的天氣，海上的波浪是很小的，那麼各個「冰餅」便凍結起來，結果形成大片的冰層，其厚度並逐漸增加。巨浪常常把冰層擊破成巨大的平坦的冰塊，這種冰塊叫做「冰野」。冰野受風的影響互相擠撞，並在邊緣處發生破裂，破裂生成的冰屑堆，叫做冰羣（圖171）。

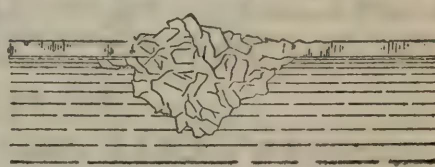


圖171 冰羣斷面圖

冰羣的高度通常不超過冰野表面5米，但在個別特殊情況下可以達到9米。冰羣的下邊有大量的冰塊，它的厚度通常要超過冰羣的高度2—3倍，因此冰羣的總厚度達到15—20米。

冰羣的冰很容易在淺灘上擱淺，並在海岸附近形成冰的流動堆棧，叫做「海岸盤」(Береговой Припай)。在台麥爾半島的東岸，特別是在新西伯利亞島及蘭格爾島附近有大規模的海岸盤（寬度在300—400公里）。西伯利亞的實業家把停留在淺灘上的單個冰羣叫做斯塔姆哈。

北冰洋區域的冰野在短促涼爽的夏季來不及融化。到下一年的冬天冰的厚度又要增加，便得出更厚的經過兩個夏季的冰。冰的厚度逐年繼增，結果形成厚度達5米甚至更厚的而且非常堅固的冰。龐大的多年運動着的冰的集團叫做「極地冰羣」。極地的冰羣佔北冰洋面的大部分。

我們已經講過，北冰洋的冰野在夏季不能融化。假如不是大西洋的暖流（墨西哥灣暖流）注入北冰洋中，不是格陵蘭寒流把極地的冰帶到大西洋去，那麼整個的北冰洋必將變成連續的冰野。過去在大西洋與北冰洋之間很可能沒有通路，因之很可能這就成爲歐亞大陸與北美洲在第四紀發生冰川現象的主要原因之一。海流對世界大洋的凍結所起的影響在插圖上可以看得很清楚（圖 172）。

冰山　南極大陸，格陵蘭島及北冰洋的許多島嶼，正如我們已經知道的那樣，具有非常厚的大陸冰。大陸冰滑落海中便形成無數浮游着的冰山，根據約略的計算，僅只巴芬灣一地的記錄，每年由格陵蘭西岸沖來的冰山，就達7,000個以上。

冰的比重約爲0.9，但是海水的比重却大於冰的比重，還多一些。在這種條

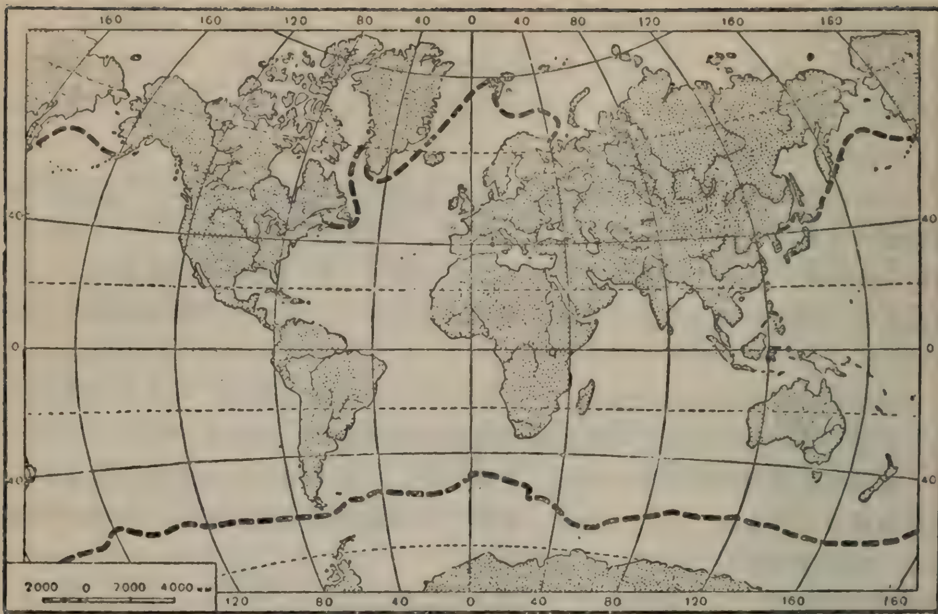


圖172　世界大洋的凍結極限

件下冰山的容量有$^6/_7$沉於水中。因此，上升於水面上的只有冰塊總體積的$^1/_5$—$^1/_7$。

南極大陸附近浮游的冰山，其體積之大，可由以下所引的例子來說明。南極的大陸冰原常有巨大的冰塊滑落下去，形成大冰壁，高出海面三四十米以上。冰原障壁（大冰壁）（圖174）聳立於海中，長達750公里。

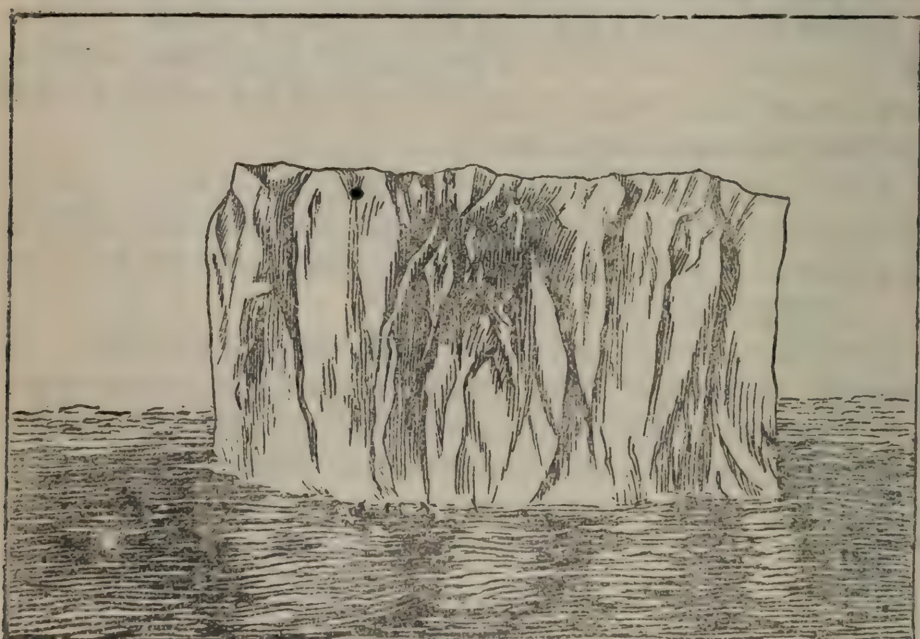


圖173　冰　　山



圖174 冰原障壁

它高出水面30—40米，有的地方高出70米。冰的平均厚度在180—200米以上。顯然，這種冰的碎塊可能非常大，並且成桌子形狀。1851年在大西洋的南部許多船隻在它們的航海日記上記載着，它們所遇到的冰山長度達100公里以上，高出水面90米。1911年在澳大利亞南方曾遇到長64公里的冰山。至於小的冰山就更是司空見慣了。例如，俄國探險隊1819年在比林好森的指揮下在南極海岸附近曾經遇見過250個冰山。有時船隻都不得不在冰山之間行進100—500公里之長。

冰山往往被水流運到極圈以外很遠的地方。例如，在北美海岸附近浮游冰山深入到紐芬蘭島以南很遠的地方，並且給船艦造成很大的威脅。在大洋的南部冰山深入得更遠。有的時候，它們達到南緯30°甚至於26°的地方，也就是說幾乎達到熱帶的邊境。

海洋動力學

波動 海很少有平靜的時候。即使在無風的日子，海面看來是平坦安靜的，其實海在微微地動盪着，這在海岸附近很容易看出來，在有風的時候，海面波浪起伏，風越大，波動也越劇烈。

波動在海的生活和海的沿岸的生活中起着巨大的作用。波動使上層的海水移動，使溫度和鹽分趨於平均，破壞着高岸和沿岸地層，在傾斜緩的海岸上沖積起砂礫的隆起，使船舶動搖〔註〕，有時使船舶觸岸礁破碎。因為這些原因，所以還是在很早很早以前，人們就慎密地去研究波浪。

波動時水的運動 當我們站在海岸上眺望波浪的時候，我們就看到波浪是怎樣有韻律地和壯美地在海裏馳逐，奔向海岸，猛撞在海岸上，水花四濺。如果把很小的木質物體或瓶口塞好了的瓶子投在向海岸運動的波浪上，那麼我們就能看到使人驚奇的並且乍看起來不能瞭解的特殊現象。波浪向瓶子方向奔來，瓶子捲

〔註〕船舶的動搖十分強烈地影響武器射擊的準確性，不僅小軍艦遭受這種影響，甚至巡洋艦和戰艦等大軍艦都遭受這種影響。

在波浪裏，波浪把瓶子舉到波峯處，接着波浪又向前運動，而瓶子則留在原處。其次的一個波浪又奔來了，瓶子又被舉起來和落下來，又留在原處。

我們繼續觀察下去，就發現到，瓶子（或任何其他很小的漂浮物體）僅產生上昇和下落的運動，而沒有前進運動。

更精密一些的觀察證明了，在海水運動時，海水的每一個分子，僅是在垂直於波峯的垂直面內作圓周運動而已（圖 175）。

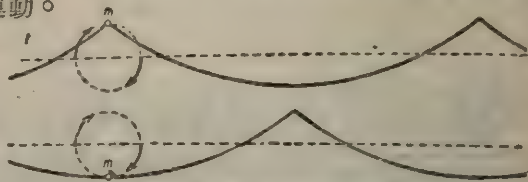


圖175 波動時水分子的運動

波浪和它的要素 所有的波浪，不管它的大小如何，都有着一個凸出部分和一個凹下部分。一個凸出部分和一個凹下部分結合起來，就組成一個波浪。

每一個波浪都可以分成下列幾種要素：波峯、波谷、波坡、波長和波高。

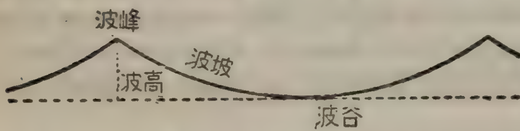


圖176 波浪的要素

波峯是波浪的最高部分。波谷是波浪的最低部分（圖176）。兩個波峯或兩個波谷之間的距離，叫作波長（圖 177）。從波峯到波谷的垂直距離，叫作波高。

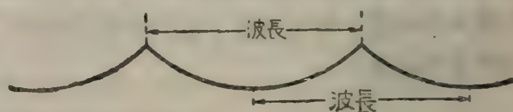


圖177 波 長

海裏的波浪有三種：風波、地震波和駐波。風波是由風的作用激動起來的，地震波是由於地震的結果而激動起來的，駐波是由於大氣壓力的劇烈變化或由於其他原因而激動起來的。地震波和駐波很少有，幾乎完全是風波。在研究海這一章時，我們只談一談風波。

風波 當連續無風的天氣過去之後、突然颳起了風的時候，海面就激起了微小的皺紋。如果風不停息，那麼皺紋就十分迅速地，首先變成微波，接着從微波逐漸地形成巨波。

運動着的空氣和水面之間所產生的摩擦是在海（或江、河、湖）的表面形成風波的原因。

在强風時，波峯向前移動，波峯破裂，散成泡沫。在這種情況時，波峯是白色的。在暴風時，巨浪的峯部也向前移動，並且以驚人的力量衝擊着船舶的舷。這樣的衝擊，對於船舶是很危險的。



圖178 風 波

如果把少許植物油或動物油倒在波浪奔騰的海面上，那麼波峯的衝擊就停息了。這種情形之所以發生，是因爲油非常迅速地在波面上擴散起來，形成極薄的薄膜（0.0002毫米），由於油的粘滯性很大，這個薄膜就使銳波峯無法形成。結果，波高減少了，波浪就變成具有餘波性質的。爲了保持這樣的波浪狀態，就中等大小的船舶說來，一小時約需三公升油。

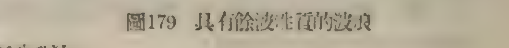


圖179 具有餘波性質的波浪



圖180 餘 波

雖然暴風或風已經停息了，但是海很久還不能安靜下來。但是在無風時，波浪不能形成銳波峯，同時波高逐漸減低。這樣一來，波動就變成了餘波。

大洋風波的大小 多年觀察大洋波浪的結果證明了，波浪的大小，與其說是與風力的大小有關，勿寧說是與海洋區域的大小和風的經常性如何有關。大洋裏普通的暴風波高達 6 至 8 米。在太平洋、大西洋和印度洋的南部，三個大洋會流到一起形成一個連續的環，在這裏風波達到最高的限度（高達 12 米，甚至達 13 米）。在這裏除了海洋區域廣大這一原因之外，經常颳的西北貿易風也起着很大的作用。

在若干個別場合發現有高達30米的波浪。但是在這裏很明顯地有些誇大，這種誇大在不够正確的觀察條件下是完全可能的。例如，從位於波浪斜坡的船上看鄰波，就看它比較高（圖181）。

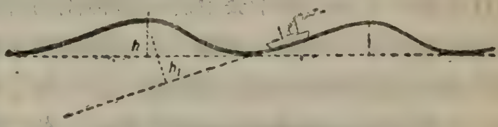


圖181 在測量時波高被誇大的原因。

傾斜緩的海岸的拍岸浪 當波浪接近海岸時，就在岸底產生一種摩擦。由於摩擦的結果，波浪的速度就逐漸減小，相反地，波高逐漸增大。正是這種摩擦使波浪下部的水分子的運動停頓，結果，波浪上部就顚覆了。同時波浪的頂部就散成泡沫（圖182）。



圖182 傾斜緩的海岸的拍岸浪

指出下面這一點也不是沒有意義的事：行行列列的波浪，不管風向那一個方向吹，隨着接近海岸的程度，它通常改變着自己以前的方向，就變成與海岸相平行的。行行列列的波浪在海岸附近改變方向的原因是由於波浪在沿岸淺灘上發生摩擦的原故。

海水湧上岸後，又向回流去，和後來的波浪相遇，又衝到岸上。在這種運動時，細砂和石塊被捲在水裏。石塊由於不斷的摩擦就磨蝕成圓形。在波動强烈的時候，波浪衝到海岸上很遠的地方，石塊堆積成沙洲。小規模的波浪使小規模的石塊形成第二個沙洲，等等。結果，形成由波浪捲上來的圓石和沙子組成的傾斜緩的海岸沙丘（圖183）。

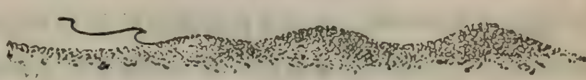


圖183 海岸沙丘的形成

傾斜急的海岸的拍岸浪 通常在海水較深、海岸傾斜急的地方，拍岸浪的情形就不同了。在傾斜急的海岸，波浪在奔往海岸時，往往以巨大的力量衝擊岸礁。此時，海水往往挾帶着石頭沖到很高的地方。這種波浪的破壞力是非常大的。陷入這樣的拍岸浪中的船舶，幾乎是全要遭到破碎的。

傾斜急的海岸的拍岸浪的力量有多麼大，根據下面的例子可以判斷出來。在波羅的海（1893年在利比發 Либава），波浪的衝擊使重達300噸的大岩塊移動了，1890年冬天在黑海的諾伏羅西斯克（Новороссийск）附

近，各重340噸的兩個大岩塊被波浪沖走了。1894年在西班牙巴里布(Бильбао)市附近，波浪沖走了重1,700噸的大岩塊。1894年12月，在北美太平洋沿岸的科倫布河口，重34公斤的石頭和水一起，被擲到40米的高處。石頭落到燈塔看守人的屋蓋上，穿透了屋蓋和天花板。

測量海浪的衝擊力，有一種特殊的裝置。使用這種裝置所進行的測量證明了，在黑海，巨波的衝擊力達7噸/方米。在大洋上，波浪的衝擊力達20至30噸/方米，甚至達38噸/方米。由上面所引證的材料很明顯地看出，拍岸浪能够作出多麼巨大的工來。

海流 還是在很早很早以前就發現了，海和大洋的水在許多場合下或多或少表現出明顯的前進運動。精密的觀察證明了，海水運動形成巨流，流寬以幾十和幾百公里計，長以幾千公里計。這種流動叫做海流，在所有的海洋裏都有。海流的速度通常是不大的。例如，太平洋的赤道洋流每小時的速度在1至3公里，大西洋的赤道洋流每小時的速度在1至2公里，等等。但是有時海流的速度是很大的。我們可以舉莫三鼻給海流作例子。莫三鼻給海流的速度達4至6公里，即它的速度大致上等於涅瓦河在列寧格勒區域的流速或伏爾加河中游的流速。墨西哥灣暖流的速度是非常大的（每小時由5至9公里）。

海流的研究 海流對航海家具有巨大的意義。即使海流的速度很小時，海流在一晝夜的時間內，能把船舶拖流離開該船所取航綫，至某側40到50公里處。因此，不消說，首先研究海流的人就是航海家了。

早在十七世紀就已經知道了，南美的棕櫚樹幹被海水沖擲到冰島的海岸上。這些事實使人們想到有一個强大的海流存在着，這個强大的海流，現在叫作墨西哥灣流。

在大洋某處破碎了的船舶的殘骸，是海流方向的最好的標誌。這樣的船舶的殘骸，經年飄流在大洋裏。遇到了這種船舶殘骸的船舶，把這種船舶殘骸所在的地點記入自己的航海日記裏。根據這些航海日記的記載，在地圖上能够畫出船舶殘骸所經過的路程，這樣一來，就能在地圖上劃出海流的方向來。

根據國際協定，船舶每天必須把裝有記載着地點(經度和緯度)和時間（年、月、日）的便箋的瓶子拋到海裏去。這種瓶子有時完成着十分長途的旅行。例如，1820年10月投在大西洋南部的瓶子，1821年8月發見於英吉利海峽的海岸。另一個瓶子在1887年5月19日投於綠角羣島（Острова Зеленый Мыс）附近，1890年3月17日發見於愛爾蘭。有一個瓶子在太平洋裏完成了特別長途的旅行。這個瓶子投在南美的南部海岸，爾後發見於新西蘭的海岸。這個瓶子在一千二百七十一個晝夜裏經過了20,000公里的路程，即一晝夜平均爲九公里。

提出這樣的問題是十分自然的：投在海裏的瓶子，能有幾分之幾落到研究者的手裏？落到研究者的手裏的，還不算少。在漁民比較稠密的地方得到的約達投到海裏的瓶子的15至20%，在住民稀少的地方（鄂霍次克海沿岸）約2至3%，在裏海則在17%以上。

就這樣，每年接到幾千個瓶子。我們在地圖上畫出瓶子所經過的路程，就能

够確定海流的地點和方向。知道了投瓶子和發現瓶子的時間，我們就能够知道海流的速度。

爲了更正確地測量海流的速度，可以使用我們已經講過的裝置——流速計。

根據搜集來的材料，繪製海流圖。本書教學地圖上所畫的，僅僅是一些最大的海流。事實上，海流是非常多的，並且它們的路程是十分複雜的。我們來考察一下本書教學地圖上所畫的各大洋的主要海流。

太平洋海流 在太平洋洋流圖上，我們首先看到的，是規模巨大的北赤道海流，這個海流把海水從中美洲海岸運搬到菲律濱羣島。這個海流長14,000公里，寬有幾百公里。與這個海流相平行的，幾乎正在赤道上，還能看到第二條巨大的南赤道海流，這個海流把海水從南美運搬到新幾內亞和菲律濱羣島南部。

現在我們看一下貿易風圖。貿易風的方向和上述海流的方向幾乎是完全一致的。這樣的一致並不是偶然的，而且，我們在其他的大洋裏也能看到同樣的情形。經常颳着的貿易風吹動了上層的水，結果，就產生了赤道海流。在風的作用下而產生的海流，叫做强風海流或吹流。

現在我們再來觀察一下太平洋海流圖。

北赤道海流和南赤道海流不斷地把海水從美洲的海岸附近運走，自然在那裏就形成海水減少的現象。這個海水的減少被從北方由北美海岸（加里福尼亞海流）和南美海岸（秘魯海流）來的水流所補充。產生這兩個新的海流的直接原因已經不是風，而是中美海岸附近海水的減少。

加里福尼亞海流和秘魯海流恰好補充着（塡補着）中美海岸附近海水的減少。這樣的海流，叫着補償海流(Compensation current)。

北赤道海流和菲律濱羣島相遇時，分爲兩個支流：南支流和北支流。北支流在地球自轉的影響之下，首先逐漸地向東北方偏轉，以後（在日本羣島區域）向東方偏轉，再以後就奔向北美海岸。這個海流叫黑潮。向北美海岸流去的黑潮，又分成兩個不等的支流：小的北支流叫作阿留申海流，大的南支流叫作加利福尼亞海流。加利福尼亞海流補償着中美海岸附近海水的減少，以後流入北赤道海流，這樣一來，太平洋北部海流就首尾相連，形成一個環。在南半球也有這樣的海流環。在南半球，南赤道海流在新幾內亞和澳大利亞海岸附近折而向南，形成所謂東澳大利亞海流。東澳大利亞海流，以後折而向東，和太平洋南部的橫斷海流相合，流向南美南部海岸，形成秘魯海流或洪保德海流。洪保德海流在赤道附近和南赤道海流合流。

大西洋的海流 大西洋比太平洋窄狹得多，但是海流分佈的情形在基本上大致相同。在大西洋也有北赤道海流和南赤道海流。南赤道海流和南美的巴西凸出部相遇，分爲兩個支流。一個規模小一些的支流向南方流，形成巴西海流。像太平洋南部的情形一樣，巴西海流在這裏折而向東，和大西洋西部的橫斷海流合流，流到南非，又折而向北，形成班哥拉海流。班哥拉海流在赤道附近和南赤道海流合流，這樣一來，大西洋南部的海流首尾相連，形成一個環。

大西洋北部的情况就稍微不同。在這裏，南赤道海流的北部大部分，起先沿着巴西海岸，以後沿着圭亞那海岸，向安的列斯羣島流去，形成圭亞那海流。圭亞那海流和北赤道海流的一部分合流，形成寬500公里的巨流，注入加勒比海。它又從加勒比海流入墨西哥灣，然後從墨西哥灣通過佛羅里達海峽（在佛羅里達半島和古巴島之間）流出，就叫做墨西哥灣暖流。墨西哥灣暖流沿着北美海岸流去，以後在地球自轉的影響下，折而向東北，叫大西洋海流，沖洗歐洲海岸，再注入北冰洋。

從大西洋海流南端分出一個很大的支流，這個支流向東南流，起先沖洗亞速爾羣島，然後折而向南，向 加那利羣島。這個海流，叫做加那利海流或北非海流，以後折而向西南，成南赤道海流。這樣一來，加那利海流就把海流環連接起來，這些海流在大西洋北部組成一個巨大的循環海流。

上述循環海流之中，有廣大的海水區域沒有經常的海流。這種非常特殊的區域，繁生着多數的馬尾藻，因而叫做馬尾藻海（Sargasso sea）。

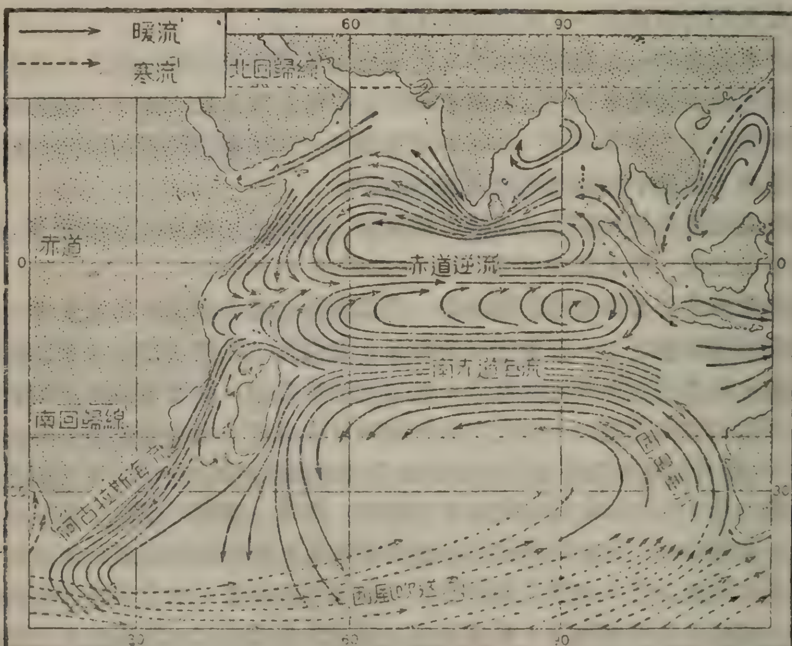


圖181 冬季印度洋的洋流

印度洋的海流 印度洋北部被大陸所阻攔，比較窄狹。除此之外，在印度洋，貿易風佔統治地位，在貿易風的影響下，在年中一個時期，海流由西向東流，在年中另一個時期，從東向西流。

在毫無阻攔的印度洋南部，海流大致相同於其他大洋南部的海流。在這裏（在貿易風區域）就產生了南赤道海流。南赤道海流到達非洲海岸之後，折而向

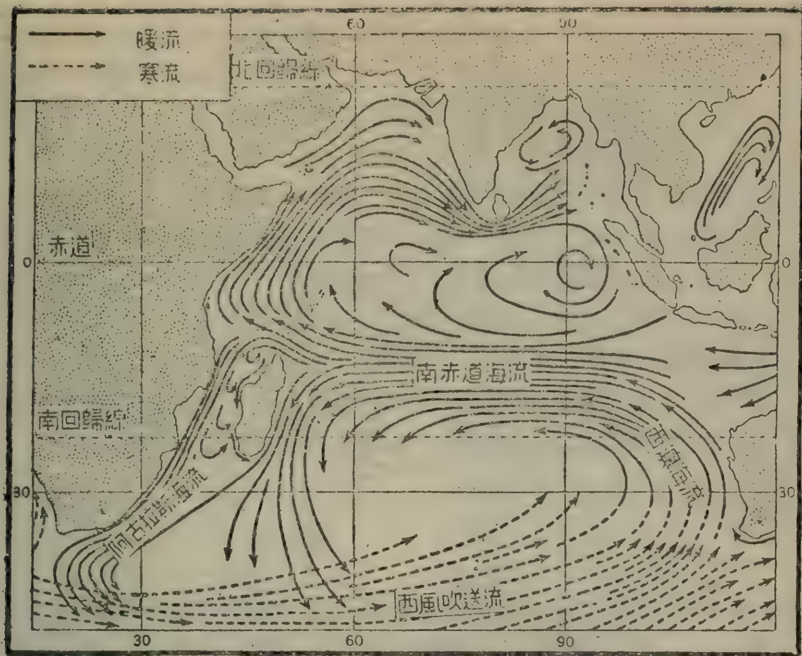


圖185 夏季印度洋的洋流

南，形成强大的莫三鼻給海流，莫三鼻給海流向南折而向東，也和橫斷海流合流，流至澳大利亞海岸，轉而向北，與南赤道海流合流。

太平、大西、印度三洋南部廣大區域的環流 我們已經講過了，三大洋南部不爲大陸所隔離，並且形成一個連續的水環。在這裏主要的是西風佔統治地位，在西風的影響下，產生一個連續的海流環，這個海流環流及南緯40度和55度之間的整個區域。

北冰洋的海流 大西洋海流的水和西伯利亞、北美的河水經常不斷地流入北冰洋。由於蒸發量微小的結果，海水過剩。這些過剩的海水經過格陵蘭和冰島之間的海峽流出去。這樣一來，在北冰洋就一定產生從東部西伯利亞海岸和北美海岸流向格陵蘭海岸的海流。漂木（被河水漂出的樹）從北美海岸和東部西伯利亞海岸漂流到格陵蘭，船舶的漂流以及設有「北極」研究站的冰塊的漂流，都完全證實了這樣的推定。由北冰洋流出的海流，在格陵蘭東部海岸附近，叫東格陵蘭海流。從總的方面講來，對於北冰洋的海流的研究還很少。

海流的成因 世界大洋的所有最大的海流，我們都考察過了。形成赤道海流的主要原因已如前面屢屢講過的，很明顯地，是貿易風。在印度洋北部，除了貿易風之外，還受季節風(Monsoon)的影響。有很多理由可以認爲，在三大洋南部佔統治地位的西風是生產環流的條件。因此，首先應該認爲風是海流的主要原因之一。在風的作用下產生的海流，如前所述，叫做强風海流，或吹流。

强風海流成爲大洋某部分海水減少的原因。這個海水的減少由大洋其他部分

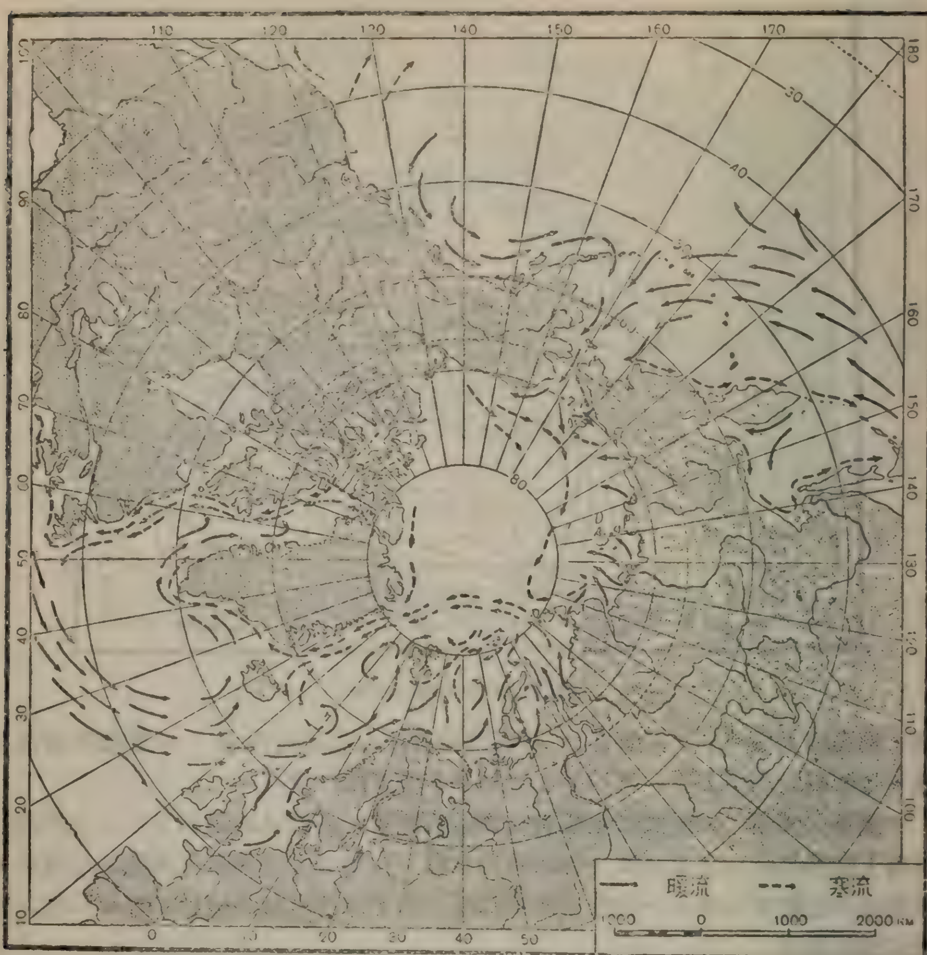


圖186 北冰洋的洋流

來補償，因此形成了補償海流或填補海流。加里福尼亞海流、秘魯海流、班哥拉海流等都是補償海流的例子。

除此之外，鹽分的各種程度也有很大的意義，鹽分之不同引起密度的不同、大氣壓力的不同等。我們已經屢次講過了，地球廻轉的偏轉力對海流的方向起很大的作用。

除一般性的條件之外，還必須考慮到地方條件的影響，特別是海岸的輪廓、島嶼的存在、水下起伏等的影響。

暖流和寒流 三大洋的赤道海流都是在熱帶區域。這些赤道海流的水經年沿着赤道運動，溫度上昇到25°至28°。這些溫度很高的水，以後流入溫帶和寒帶，把大量的熱運到那裏去。我們以墨西哥灣暖流作例子來考察一下。

大西洋的赤道海流，如前所述，首先注入加勒比海，然後注入墨西哥灣。加勒比海和墨西哥灣恰似兩個貯水池，大西洋裏最暖的水都匯集到它們這裏來。從

這個天然的貯水池通過佛羅里達海峽流出規模非常大的溫「河」，寬70多公里，深 700 多米，叫做墨西哥灣暖流。

我們根據下列一點就能够判斷出這個暖流的規模，即它每年注入大西洋的水，有九百億噸以上，即比伏爾加河注入裏海的水多三千倍。

墨西哥灣暖流流出佛羅里達海峽之後，與安的列斯海流合流（結果增大至四倍），流向東北，繞過不列顛羣島和挪威海岸，最後，注入北冰洋。

墨西哥灣暖流的致暖作用有多麼大，可以根據下列情況判斷出來：在北冰洋區域內，墨西哥暖流水溫達6°至8°，但是北冰洋本身的水溫却在1°或0°左右。

從極地向熱帶地方流去的海流，相反地，却常運來冷水，總稱爲寒流。我們可以舉東格陵蘭海流作例子，東格陵蘭海和另一個從巴芬海流出的寒流（拉布剌達寒流）合流，把冷水和冰塊運至北緯42°，有時運至北緯40°。

潮　　汐

住在大洋岸和某些海岸的人們，每天都能看到，海水怎樣漲到海岸來，又怎樣退落，並露出一條寬廣的海底帶。海這樣週期地漲退的現象，叫做潮汐。通常一晝夜裏有兩次漲潮和兩次落潮。漲潮的潮的高度是不同的。在大洋裏的島嶼的海岸，漲潮高達0.5至 1 米，在大陸沿岸達 2 或3米。在狹窄的海峽和非常狹小的海灣裏，高達 5 米，在特殊情況下，甚至達10米或12米。

漲潮和落潮的原因　觀察證明了，同一個地方的漲潮，在不同的時間是不相同的。例如，在新月時期，潮高通常是很大的，在上下弦時期，相反地，潮高通常很小。潮高和月球位置之間的這個關係，在很早很早以前就被發現了（遠在兩千多年以前），但是一直到十七世紀末，有名的數學家牛頓才第一次說明了這個現象。

牛頓的說明，簡單言之，大致如下。

月球是最接近於地球的天體。不言而喻，地球吸引着月球，月球吸引着地球。我們在物理上已經學過，兩個物體的引力，和它們的質量成正比，和兩個物體之間（確切些說兩個物體的重心之間）的距離的平方成反比。因而，地球和月球相互吸引，它們的引力可以表示做：$\frac{M.m}{(60R)^2}$，式中 M — 地球的質量，m — 月球的質量，60 R — 地球和月球之間的平均距離，它等於地球半徑的六十倍。



圖187

我們試設想地球是一個覆以水膜的固體，水膜的厚度到處都一樣。固體的地球被月球以等於$\frac{M.m}{(60R)^2}$的力吸引着，假定這個力的作用點是地球的中心（圖187）。A點區域的水膜被月球以等於$\frac{M.m}{(59R)^2}$的力吸引着（A點距月球比地球中心距月

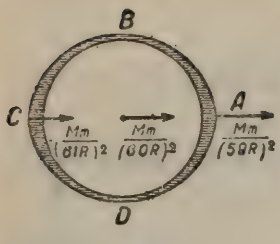


圖188

球近一個地球半徑之長）。在這些條件下，面向月球的地球半球上的水，就向A點移動（圖188），因而在A點就發生漲潮。同樣的情形發生於C點，因爲C點的水膜被月球以少於固體的地球引力的力吸引着（作用於C點的月球引力爲$\frac{M.m}{(61R)^2}$）。在B點和D點，因爲水向A點和C點移動，就發生落潮。

地球自轉一周需時二十四小時。這樣一來，六個小時以後，A點出現在B點的地方，在A點六個小時以前是漲潮，而現在則是落潮。再過六個小時，A點出現在C點的地方，因之在A點又發生漲潮，以下依此類推。所以，在地球表面（海）的每一點上，在一晝夜內發生兩次漲潮和兩次落潮。

在我們的講解裏，我們非常簡短地說明了地球和月球的運動。但是，因爲這個運動和相互的吸引作用相關聯，所以這個運動十分複雜。首先決不應該忘記，地球和月球在空間裏圍繞着地月系的一個共通的重心廻轉着。這個重心，自然不是月球中心或地球中心，而存在於它們之間的某處。因爲地球的質量非常大〔註〕，所以地月系的重心必須是在地球內部離地球中心0.73地球半徑的地方。這樣一來，地月系的廻轉，必須以通過上述地月系重心點的x—x軸爲軸(圖189)。

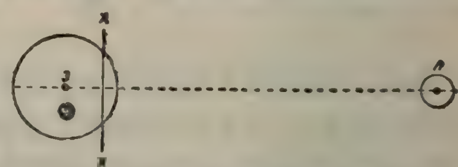


圖189　地球、月球以及通過地月系共同重心的軸

大家都知道，在廻轉時（一個物體廻轉，或一個系的物體廻轉），恒是產生離心力。以x—x軸爲軸而廻轉的地球和月球，由於這種離心力作用的結果，它們不斷地要互相離開。但是這個離開之所以沒有發生，是因爲相互引力完全抵消了在這裏所產生的離心力。

但是我們關於離心力爲地球和月球的相互引力所抵消的一切論斷，只有對於整個地月系來說，才是正確的。事實上，大洋裏的每個物質粒子，在地球廻轉的條件下就必定具有若干固有的離心力，這種離心力完全不爲月球的引力所抵消。

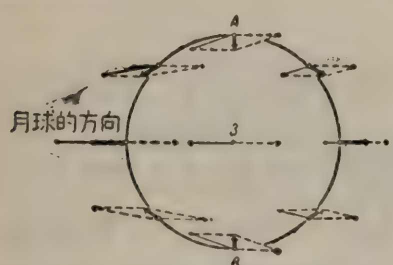


圖190　月球的離心力和引力的合力

由於地月系以x—x軸爲軸廻轉的結果，在地球各點上所產生的離心力，必須是相等的，並且有着一個共通的方向。我們試把這種情況用略圖畫出來(圖190)。我們用等長的帶箭頭的虛綫表示離心力。（所有的箭頭都向着右方，因爲月球在地月系廻轉軸的左方）。除了上述的離心力之外，同時月球的引力還作用於每一個點。月球作用於每一個點的力，如所週知，是不同的，在略圖上用帶箭頭的細實綫表示之。這兩個力的合力（在略圖上用帶箭頭的粗綫表示之）就是月球的生潮力。這樣一來：在地球的每一個點上月球的生潮力，是月球作用於該點的引力和由於地月系圍繞共通的重心廻轉而產生、而作用於該點的離心力之合力。

月球和太陽的生潮力的大小　不僅月球作用於地球，太陽也作用於地球。但是，月球的生潮力比太陽的生潮力大2.17倍。但是我們不能被這種情形所迷惑，因爲太陽的巨大規模和從地球到太陽的巨大距離相矛盾。如果從月球到球中心的

〔註〕地球的質量比月球的質量大81倍。

距離等於60個地球半徑，那麼從地球到太陽的平均距離則爲23,500個地球半徑。

因爲有這些原因，所以我們有根據說，太陽的生潮力和月球的生潮力相比較，是極小的。

潮汐的周期　一個月裏有兩次潮汐最大的日子，有兩次潮汐最小的日子。前者發生於朔望時期。

由插圖 191 明顯看出，太陽和月球的生潮力，在這時近於相合，致引起潮汐增大。在上下弦時，情形却完全不同。月球所引起的潮汐爲太陽所引起的潮汐所削弱（圖 192）。在上下弦時潮汐最小。

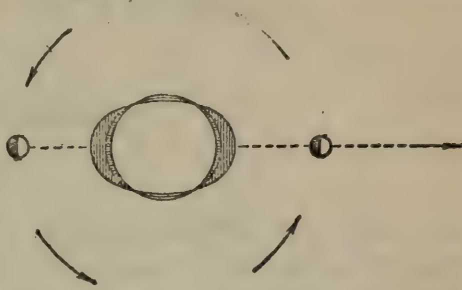


圖191　望朔時的月球

大陸、島嶼和海岸的性質對於潮汐的影響　迄今我們所講的是根據一個假定，即地球是均一地覆以水膜。事實上，大洋與大洋爲大陸和島嶼所隔離。大陸和島嶼阻攔海水的運動，因之潮汐的規律性就被破壞了。在海和海灣裏發生特別劇烈的遲延現象。有時遲延現象非常大，以致一晝夜裏不是兩次潮汐，而是一次潮汐。

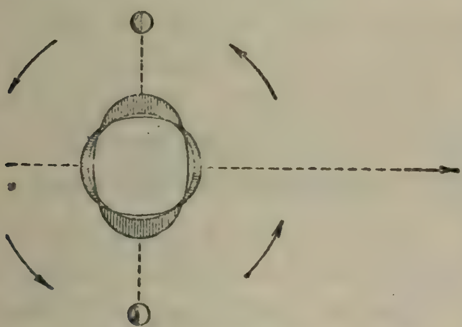


圖192　上下弦時的月球

海灣的形狀對於潮汐的性質有非常巨大的影響，例如，在漏斗狀的海灣裏，潮高在海灣入口附近達 4 至 5 米，而在狹窄的盡端則達10公尺或12米。這類海灣的最鮮明的例子是：鄂霍次克海的奔金斯卡亞灣和北美的芬地灣（在紐約東北方諾法斯科細亞半島附近）。

大洋裏的潮高，如前所述，達 0.5 至 1 米。在海和海灣裏，潮高有的大些，有的小些。例如，在波羅的海，潮高不超過 7 至14厘米，在黑海潮高不超過13厘米。在巴倫支海潮高達 4 米，而在鄂霍次克海（奔金斯卡亞灣）潮高達11至12米。

河口附近的潮汐現象潮水進到流往海、海灣的河的河口和下游地方，這樣的情形是常有的。潮汐以前進浪的姿態從河口沿河身向上伸展，而浪高逐漸減低。例如，在聖羅稜士河，在魁北克市（離河口 560 公里）附近，最大潮高達 4 至 9 米，而一般潮波伸展達700公里。在亞馬孫河，潮波伸展達1,400公里。進入河裏的海水，比河水重一些，通常沿河底流動。

有時在漲潮時，在河裏形成一種十分兇險的巨浪，這種巨浪逆流而上。這種現象通常叫做海嘯。在法國，某些河的海嘯波高達 2 米，而在亞馬遜河則達 4 至 4.5米。

潮汐的重要性 潮汐在航海事業上具有巨大的重要性。有許多入口水淺的港灣，一些吃水很深的遠洋航船只有在漲潮的時候才能進入這樣的港灣。屬於這一類的，首先是那些位於河口的城市和港灣。由此可以明瞭，爲什麼航海的人必須特別精密地研究漲潮和落潮的現象。

第五章　岩石圈及其生活

岩石圈的組成和構造

岩石圈這一術語的概念　所謂岩石圈，通常是指地球的最上層，主要是指固體的一薄層而言，這一薄層，是由在組成上近於花崗岩的岩石組成的。岩石圈的確實厚度，現在還不知道。有些學者認為是30到40公里，另一些學者認為有60到70公里，還有一部分學者則認為有 90 到 100 公里（指推定的平均厚度而言）。

有時不用岩石圈這一術語，而使用地殼這個名詞。這兩個概念頗相近似，但是並不等同。我們認為地殼是指岩石圈的上層固體部分。有的學者認為岩石圈是一個相當厚的地層，它的厚度估計約達 1,200 公里。這些學者把花崗岩層和玄武岩層，甚至更深處的礦層都包括在岩石圈之內（參看表）。

組成岩石圈的岩石的化學組成　直接對岩石圈進行研究，僅僅在陸地範圍內是可能的。在陸地上，利用出現於河岸、海岸，特別是出現於劇烈崩壞的山坡上的天然露頭，能够從地球表面直到相當深處，對於地殼的構造和組成進行研究。在總的方面可以說，關於組成地殼的岩石的構造和化學組成，我們比較確實知道的約達15至16公里的深處，若談到更深處的地層，那麼關於他們的構造和組成，我們只能够加以推論。重力的研究（即研究重力的分佈）、地震現象的研究（主要研究地震波的傳播）以及其他若干研究都是此種推論的基礎。

對於地殼（深達16公里）的研究證明了，地殼主要是由岩漿產生的岩石組成的，這種岩石佔百分之九十以上。其中花崗岩分佈最廣，地殼的上層部分主要地是由花崗岩組成的。

根據對於各種花崗岩標本(500多種）的分析，我們得知花崗岩的化學組成如下：

SiO_2	70.18%	CaO	1.99%
Al_2O_3	14.47%	Na_2O	3.48%
Fe_2O_3	1.57%	K_2O	4.11%
FeO	1.78%	TiO_2	0.39%
MgO	0.88%	其　他	1.15%

有一種岩漿岩石却有着完全不同的化學組成，這種岩漿岩石是現代噴出物的生成物，這種噴出物顯然是從相當深處迸湧上來的。

SiO_2	48.80%	CaO	9.38%
Al_2O_3	13.98%	Na_2O	2.59%
Fe_2O_3	3.59%	K_2O	0.69%
FeO	9.78%	TiO	2.19%
MgO	6.70%	其他	2.30%

前一羣岩石的特徵是矽（Si）和鋁（Al）的含有量較多，通常簡略地用Sial（Si＋Al）這一符號表示，或叫做矽鋁岩層。第二羣岩石的特徵是矽和鎂（Mg）的含有量較多，通常簡略地用 Sima（Si＋Mg）這一符號表示，或叫做矽鎂岩層（如白雲岩、閃長岩、玄武岩等）。除了化學組成之外，矽鋁岩層和矽鎂岩層不同之處，是矽鋁岩層的比重小（矽鋁岩層的平均密度約2.6，矽鎂岩層的平均密度則達3.0）。

我們根據現有的一切材料可以說，地殼的上層部分主要地是由矽鋁岩層組成的，而地殼的較深處的部分主要地是由矽鎂岩層組成的。

地球構造圖 關於地球的內部構造和組成的概念，特別是關於岩石圈的內部構造和組成的概念，我們通常以各種假想圖來表示。我們舉科學院院士菲耳斯曼和濟別爾格的簡略構造圖作例子。

菲耳斯曼構造圖（1928年）

地質層的名稱	各層最下部的深度（單位公里）	平均密度
地殼由下列各層組成：		
1. 風化層		2.2
2. 沉積層		2.5
3. 變質岩層		2.7
4. 花崗岩層	15—20	
5. 玄武岩層		2.7—3.3
6. 橄欖岩層	70	3.6—4
7. 礦層	1,000—1,200	5
8. Pallassite層及更深處	2,900	6
9. 地核	6,370	9 10—11

濟別爾格構造圖（1924年）

地質層的名稱	各層最下部的深度（單位公里）	平均密度
地殼（矽鋁岩層）	50—60	2.6
可塑層（矽鎂岩層）	120	3.0
重岩漿岩層	1,200	3.4
重金屬的氧硫化物層	2,900	5.5—6.0
鐵核	6,370	9.1

組成岩石圈表面的主要岩石

岩石的基本類型 我們知道，岩石圈表面的三分之二以上被大洋和海覆蓋着。從一開始就必須考慮到這個非常重要的情況，同時必須記住，以下各節所討論的問題主要地是關於組成陸地的岩石。

組成岩石圈表面的岩石可以分成三大類。由熔融體的岩漿冷却而生成的岩石屬於第一類，叫做岩漿岩（花崗岩、閃長岩、玄武岩等）。由水中或空氣中的各種物質沉積而形成的岩石屬於第二類。這種岩石叫做沉積岩（砂岩、粘板岩、石灰岩等）。在高溫和高壓的作用之下發生了猛烈變化的岩石是屬於第三類的。在高溫和高壓的作用之下，不僅沉積岩能够發生這種變化，有時岩漿岩也能够發生這種變化。由於高溫和高壓的作用而形成的岩石，叫做變質岩。

岩　漿　岩

岩漿和岩漿岩的概念　對岩漿岩的無數次的和多方面的研究，以及許許多多的專門的實驗研究工作，使我們關於岩漿得出了下列的概念。岩漿是岩石圈下層部分所特有的天然含矽溶液。在岩石圈下層部分岩漿是處於過熱狀態（即岩漿的溫度高於它的熔解點）。但是存在於深處的强大壓力使岩漿處於可塑狀態，有時可能是處於固體狀態。一旦由於某種原因，岩石圈的壓力減弱時，過熱的岩漿馬上就以非常的速度變成液體狀態。此時岩漿的體積大大增大了，並且以很大的力量迸湧到地殼上層。岩漿從這裏經過火山噴發能够迸出到地球表面。

當熔融體的岩漿穿破地殼湧出到地球表面上時，岩漿就迅速地冷却。迅速冷却的結果，形成緻密狀的或泡沫狀的形狀頗爲相同的類似熔渣一樣的塊狀物（但是有時在這種冷却了的緻密狀的塊狀物裏往往浸染着單個的粒子—晶體）。這樣生成的岩漿岩，叫做噴出岩〔註〕。流紋岩、安山岩、玄武岩等都是噴出岩的例子。

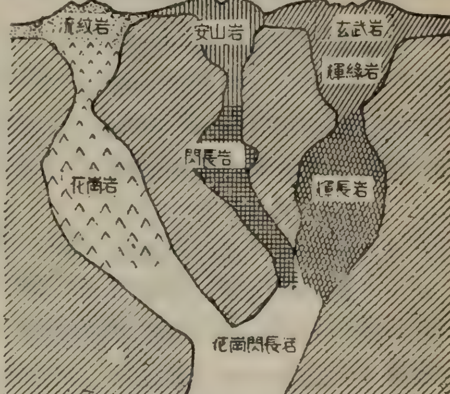


圖 193　岩漿岩類的伴生關系

往往熔融體的岩漿沒有到達地球表面而在地殼的各種深度的層裏就冷却了。在深處，岩漿的冷却進行得非常緩慢，並且往往是在高壓之下進行的。在這些條件下，由岩漿游離出來的各種礦物形成晶體，致使岩石具有粒狀構造或結晶狀構造（這是這種岩石和噴出岩顯著不同之點）。在深處由岩漿形成的岩石，叫做浸入岩〔註〕。可以舉花崗岩、閃長岩、黑花崗岩（或正長岩）等作例子（圖193）。其中分佈最廣的和最典型的是花崗岩。

〔註一〕在地質學文獻裏，往往有把噴出岩叫做火山岩的。我們認爲這個術語不够恰當，因爲它可能把其他的岩漿岩都混同了。

〔註二〕有時把這種岩石叫做深成岩(Plutonic Rocks)。希臘文 Pluton 是古希臘神話裏的地中的神，上述深成岩這一術語帶有着火成論和水成論兩種地質學說鬪爭時代的歷史的性質。前一學說把「地熱」的作用看作是造山的主要作用，後一學說把水的作用看作是造山的主要作用。

也可能有這樣的情形，即當岩漿在地殼上層部分的裂縫裏冷却時，形成所謂岩脈。在裂縫裏岩漿的冷却雖然比在地球表面上的冷却進行得慢，但是比在深處的冷却還是快的。裂縫裏的壓力比深處的壓力小。結果生成的岩石，一部分類似侵入岩，一部分類似噴出岩，它們類似侵入岩的是：這種岩石裏的一些礦物已經形成了粒狀結晶，這些結晶浸染在冷却了的塊狀物裏。它們類似噴出岩的是：它們的浸染着粒狀結晶的塊狀物和噴出岩的相似。建築石材斑岩〔註一〕（在細粒結晶體裏浸染着粗粒結晶的典型的岩漿岩）（圖 194）是這種岩石的例子。許多岩石所具有的這種粒狀結構，叫做斑岩狀結構。由岩漿在裂縫裏冷却而形成的岩石，叫做岩脈岩。不消說，深處的岩脈岩在結構上更近於侵入岩，即有着粒狀結構（結晶狀結構）。越是發生於深處的冷却，就越能够形成更大的結晶。相反地，在地球表面近處生成的岩脈岩，就有着近乎噴出岩的結構：有着細粒的結晶，或甚至只有在顯微鏡下才能看見的結晶。

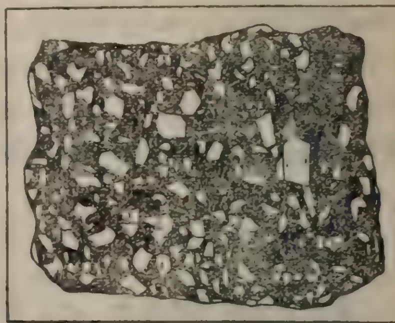


圖194 斑　　岩

由上述可以明顯看出，岩漿岩因其生成的條件的不同，具有各種不同的特殊的結構。例如，噴出岩一般有着泡沫狀的，玻璃狀的構造。有時用普通肉眼或用顯微鏡能看見，在緻密的塊狀物裏，有單個的結晶浸染在內。

岩脈岩通常有着斑岩狀結構，同時在地殼上層部分的岩脈岩有着細粒結晶，但是在相當深的地方，它們的結晶可能是中粒的或粗粒的。

所以岩石又有細粒岩、中粒岩和粗粒岩之分。

除了生成條件之外，還必須區別出岩石的組成的化學性質。

在這裏首先是二氧化矽（SiO_2）的含量具有着決定性的意義。當二氧化矽佔 55% 以上時，這種岩石是酸性岩。它們的特徵是：熔解點較低（1,000°或低於1,000°），比重較小（2.6左右）。當二氧化矽（SiO_2）佔55%以下時，這種岩石是鹽基性岩。這種岩石的熔解點較高（1,200—1,500），比重較大（自2.8到3）〔註二〕。酸性岩的最典型的例子是花崗岩（侵入岩）和流紋岩（噴出岩），而鹽基性岩的最典型的例子是輝長岩、Ilyuur（侵入岩）和玄武岩（噴出岩）。

岩漿岩的產生狀態　隨着生成條件的不同，岩漿岩的產生狀態是極不相同的，如果熔融體的岩漿大量地湧流到地球表面，並且瀰漫了廣大的空間，就形成岩被。在流出量比較少時，就形成岩瘤、岩團。在裂縫裏冷却的岩石則形成岩脈（圖 195）。有時熔融體的岩漿不能够湧出到地球表面。它們侵入到地層之間，形成岩盤或層狀岩脈（圖 196）。

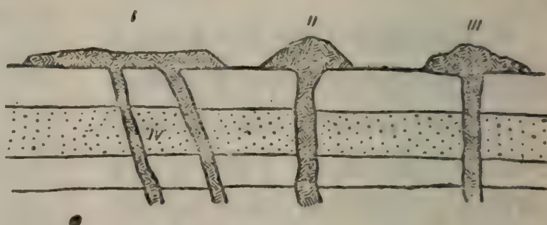


圖195　I—岩被，II—岩瘤，III—岩團，IV—岩脈。

主要的岩漿岩　花崗岩是分佈最廣的酸性岩漿岩之一（比重2.6）。花崗岩是一種結晶清晰的岩石，是由長石、石英和有色礦物（雲母、角閃石等）組成的。根據結晶粒的大小，花崗岩分作粗粒花崗岩、中粒花崗岩和細粒花崗岩。花崗岩的

〔註一〕在建築上往往使用人造斑岩，這種斑岩是用水泥混合粉碎成小塊的大理石做成的（樓梯的梯階、公共浴室裏的長凳）。不言而喻，在這裏我們只是指現代的人造斑岩的外部類似斑岩而言。

〔註二〕為了更精密起見，地質學家更分出中性岩（在酸性岩和鹽基性岩之間）和超鹽基性岩。在中性岩裏，二氧化矽的含量從55%到40%，超鹽基性岩裏二氧化矽的含量少於45%。

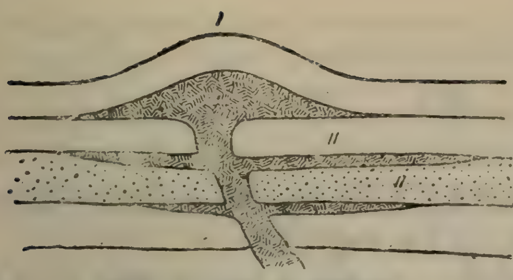


圖196 Ⅰ—岩盤，Ⅱ—層狀岩脈。

主要顏色是灰色、薔薇色和紅色。

花崗岩廣泛地應用於建築方面，特別是廣泛地應用於結構必須堅固的建築物方面（屋基、橋座、紀念碑、鋪馬路等等）。花崗岩易於琢磨，能磨出美麗而有光澤的平面。

儘管花崗岩的硬度很大，但是在溫度劇烈變化的影響下，特別是在有水分存在的條件下，它就比較容易崩裂。

水和細菌對於花崗岩的崩裂起着巨大的作用。水滲透到極小的裂縫裏，並且在裂縫裏凍結，因此就擴大着和加深着這個裂縫。約佔花崗岩質量60%的長石，在水和細菌的作用下變成高嶺土（陶土）。根據氣味（特別是如果用呼吸微微地潤濕花崗岩的表面），以及根據長石結晶的光澤減弱程度或沒有光澤，便很容易發現長石變成高嶺土的這一轉變的現象。

花崗岩由於上述幾種過程的結果，最後變成了粘土和破碎的石英粒。石英粒在流水或風的作用下，以後變成我們非常熟悉的砂。K、Na、Ca、Fe 等含灰質的鹽類被流水和地下水以溶液的形態運走。

輝長岩（比重2.9—3.0）是典型的岩漿岩。

輝長岩幾乎不含有石英，主要是由長石（主要地是鈣鈉斜長石）組成的。它的主要的顏色：黑，幽暗，淺綠。輝長岩像花崗岩一樣，能琢磨得很美麗，有特殊的濃淡色調，恰似從內部微微透射出蔚藍色一般。輝長岩比花崗岩堅固而美麗，多作裝飾之用。輝長岩抵抗風化作用的力量比花崗岩大得多。

輝綠岩（比重2.8—3.0）是鹽基性岩石，但不是侵入岩，而是噴出岩和岩脈岩。通常它有着細粒結構，由長石和普通輝石（或閃角石）的小結晶組成。它的顏色通常是由深綠色到黑色。輝綠岩宜於加工，容易琢磨，因此是很好的建築材料。莫斯科和列寧格勒的最好的馬路就是用小立方體的輝綠岩築成的。輝綠岩和花崗岩一樣，比較容易被風雨侵蝕。

玄武岩（比重3）是典型的由岩漿生成的鹽基性的噴出岩，色黑，結晶緻密，有時是小粒結晶。玄武岩是由長石、普通輝石和橄欖石的小結晶組成的。

玄武岩不易被風雨侵蝕，宜於加工，所以是很好的建築材料，特別是適用於結構必須堅固的建築。

我們通常見到的玄武岩是冷却了的岩漿流、岩被、岩脈和岩瘤。玄武岩具有特殊的柱狀節理，所以玄武岩易於加工（參看圖204）。

流紋岩是由酸性岩漿組成的噴出岩。

安山岩也是噴出岩。但是安山岩是由二氧化矽含量較少的岩漿組成的。安山岩作為一種耐酸的岩石，被用作化學工業上的建築材料。

粗面岩是噴出岩，主要是由鹽基性溶岩組成的。粗面岩的顏色大部分是淺灰色。用作建築材料。

凝灰岩是一種由膠結而形成的很脆的火山岩，是在火山噴發時由火山噴出的。用作建築材料，易於加工，導熱率小，重量很輕。

沉　積　岩

沉積岩，如其名稱本身所示，是水或空氣中的各種礦物沉積而成的。隨着生成方法的不同，沉積岩分作碎屑岩、化學岩和有機岩三種。

碎屑岩　所謂碎屑岩是指由各種堅硬岩石的碎屑組成的岩石而言，我們已經講過，岩漿岩及其他堅硬岩石在各種營力（Agent）的作用下崩解而生成大量的各種各樣的岩屑。這種岩屑，從山坡上滑落下來，形成很厚的礫石層。在礫石層裏有各種大小不同的岩屑，從巨大的石塊到極小的微粒。極微小的岩屑，通常被流水運走。在途中帶角的石塊互相摩擦，滾動流轉，就逐漸變成圓形。在波浪的作用之下，在海濱或湖濱也會發生同樣的現象。結果生成渾圓的岩屑，它們由於大小的不同，有着各種不同的名稱。例如，直徑5至1厘米的小石叫做石礫（Pebbles），直徑1至0.2厘米的，叫做砂礫（gravels），更小的圓粒（從0.2至0.001厘米）叫做砂（sands）。組成壤埃或粘土的微粒的直徑往往小於0.01毫米。

至於大的岩屑，它們可能被冰川運走，也可能被激流冲走，或留在原地不動。

從人頭一般大小到房屋一般大小的大岩屑，叫做石塊（Block）。

碎屑岩有的脆弱，有的堅硬。分佈最廣的易碎的碎屑岩是砂和粘土，分佈最廣的堅硬的碎屑岩是砂岩、礫岩和粘板岩。

砂主要是直徑不超過2毫米的石英粒的礦物沉積物。砂有粗砂（直徑由1至0.5毫米）、中砂（由0.5至0.25毫米）和細砂（由0.25至0.01毫米）之分。砂在地球表面上分佈極廣，並且在建築工程（特別是混凝土工程）、陶器生產、玻璃生產等方面極為重要。

地下水在濾過砂層的時候，溶解在水裏的鹽類往往是沉澱在砂粒附近。隨着時間的延長，沉澱出的鹽類的數量逐漸增大，因之，砂粒就被膠結在一起，變成了堅硬的砂岩。根據膠結物質的不同，砂岩分爲泥質砂岩、石灰質砂岩、矽質砂岩、鐵質砂岩等。當然矽質砂岩是最硬的砂岩，相反地，泥質砂岩的特徵是硬度很小。

我們大家都很熟悉砂岩，它可用作建築材料，用作製造臼石和砥石的材料。矽質砂岩有着可以彫琢的性質。砂礫堆積物由於膠結作用的結果生成一種岩石，叫做礫岩（圖197）。同樣由於膠結作用的結果能够生出非渾圓形的有角的碎屑岩。這種岩石叫做角礫岩。

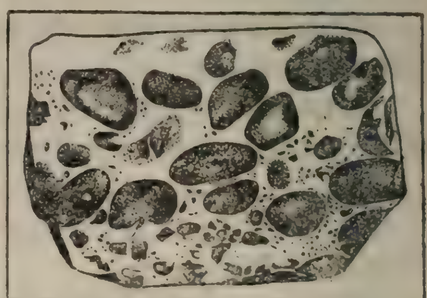


圖197　礫　　岩

粘土，如前所述，是由直徑不超過0.01毫米的極微小的微粒組成的。

如果說砂主要地是由機械的風化作用的產物組成的，相反地，粘土則大部分是化學的風化作用的生成物。

粘土是最小的岩屑，以泥土的形態被水運走，沉積在海底、湖底和流得很慢的流水底部。粘土的沉積比較緩慢，但較大的顆粒就沉積得快些。因此在粘土中往往能够分出很薄的層次。

粘土從太古起一直到現在廣泛地爲人類所利用。粘土首先用於製造陶器。製造陶器所使用的陶土的特徵是可塑性大和礬土的含量大。比較粗糙的粘土用於製造磚。除了

及其他雜質含量少的粘土善於抗熱（並不熔解），叫做耐火粘土。

粘板岩　粘土由於膠結作用及其他物理作用和化學作用的結果逐漸變成堅硬的岩石，這種岩石叫做粘板岩。

粘板岩有着完整的節理，容易沿着層理而裂開，形成各種厚度的板岩，所以是很適宜的建築材料。有幾種泥板岩生成特別薄而整齊的板岩，用作屋蓋（石板瓦）和製造石板。

和粘土一道沉積到水底的動植物的殘骸和痕跡，在粘板岩裏都非常完整地保存着。

化　學　岩

由於溶解於水溶液裏的物質沉積的結果而生成的岩石，叫做化學岩。這種岩石的例子有：岩鹽、石膏、石灰華等。

岩鹽（NaCl），每個人都很熟習。粉碎成細粒的岩鹽就是普通的食鹽。在自然界裏鹽的生成有兩種方法：（1）在火山噴發時昇華而成的；（2）從溶液裏沉積而成的。在前一種情形下生成的鹽叫做火山鹽，在後一種情形下生成的鹽叫做沉積鹽。在地球上分佈最廣的岩鹽礦床主要地是在過去地質時代沉積到水底下的沉積鹽。鹽在水底下的沉積過程，我們現在在許多鹹水湖裏都能看到。蘇聯的大岩鹽礦床在別烈兹尼柯夫鹽礦區（沿烏拉爾）、烏克蘭的阿爾焦莫夫區、奇卡洛夫省的伊列茨克衞以及其他許多地方。和鹽礦相接觸的地下水，使鹽溶解並以鹽泉的形式把它們運到地球表面。

石膏是含有少量水的硫酸鈣（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）。石膏在自然界裏分佈很廣，或與其他沉積岩一道組成地層，或成各種不同形狀和體積的侵入物，從最大的石膏塊到極小的結晶。石膏和岩鹽一樣，通常是由溶液裏游離出來的。因為生成條件的不同，在自然界裏有幾種不同的石膏。最多的是細粒狀結晶的石膏，叫做雪花石膏。廣泛地用於製作各種精小美麗的物品的纖維石膏，叫做透明石膏。往往有的石膏完全透明，容易裂成極薄片的特別細緻的小晶體。

石膏硬度極小，用指甲容易劃破。

石灰華通常是沉積在溶液內含有碳酸鈣的礦泉附近的堅固的多孔的岩石。

在溶液內含有碳酸鈣的水滲透到各種岩石的裂縫和空隙裏，把石灰沉積在那裏，形成各種各樣的形狀。這種石灰能形成岩脈、鐘乳石、石筍等等。

有機岩　由於生物的生活活動的結果而生成的岩石叫做有機岩。各種石灰岩、石炭和若干其他岩石屬於有機岩。

石灰岩類　其主要組成部分為碳酸鈣（$CaCO_3$）的各種岩石，叫做石灰岩類。屬於這種岩石的有：白堊、石灰岩、泥灰岩、石灰華、大理石及其他若干岩石。現在我們考察一下由有機成因而形成的石灰岩類的幾種典型：白堊、石灰岩和泥灰岩。

白堊　我們都很熟悉粉筆或刷牆的白粉。白堊是白色的、土質的、容易捏成粉末的岩石，主要由海裏生物的細小介殼組成，這用顯微鏡是能够很容易地看出來的（圖198）。在白堊裏有比較大的介殼，但是在普通的粉筆中却很少。



圖 198　把洗過的白堊粉放在顯微鏡下放大五百倍時的情形。

在通俗讀物裏時常說，取白堊粉來用顯微鏡觀察，就能够看出它是由什麼組成的。然而事實上並不完全是這樣的。為了看出白堊裏簡單生物的構造微細的極小的介殼，需要取一白堊塊，在水裏用手指把它仔細搓碎，然後把沉積在容器底上的白色沉澱物加以燒煮（約半小時或更多時間）。只有在沸騰時才能洗掉附着在骨骼構造上的碎屑，也只有在這時才可以在顯微鏡下看得到如一般插圖上所表示的那種形狀。

石灰岩和白堊不同，石灰岩的硬度大，在組成、構造和顏色（淺灰、淺黃、灰、幽暗）上是多種多樣的。大部分石灰岩是由沉積於深海和淺海底部的動植物殘骸組成的。因為以後發生的膠結作用以及其他變化（總稱為 диагенез）〔註一〕，使這些殘骸逐漸形成緻密狀的石灰岩，已經很難看出石灰岩裏存在有細微的生物的介殼，但比較大的生物的介殼以及其他骨骼構造是比較容易看出來，在這一點上，完全由貝殼組成的分佈最廣的一般的貝殼石灰岩是十分典型的。

不僅由生物的殘骸能够生成石灰岩，石灰岩也能够由溶解在溶液裏的石灰（$CaCO_3$）游離而成。由溶解在泉水裏的石灰沉積而成的石灰華以及其他幾種岩石是屬於後一種的。

生物骨骸和黏土一同沉積到水裏而生成一種岩石，叫做泥灰岩。泥灰岩恰似石灰岩和泥板岩之間的中間岩石或過渡岩石。這種岩石比較脆（有時比白堊還脆），强烈地吸收水分，因而鬆軟起來，所以很不適宜於用作建築材料。它的主要用途是用作水泥的原料。

石炭　各種煤，從褐煤到無煙煤，總括起來叫做石炭。我們把泥炭也叫做石炭，泥炭恰似炭的最初生成階段。我們開始先研究泥炭，如果不研究泥炭，我們將很難理解煤的成因。

泥炭　泥炭是土質的塊體，主要是由植物的殘骸組成的。

在考察泥炭層時，特別是在泥炭層的上層部分，我們能够很清楚地看出植物殘骸來。在更深的地方，泥炭就已經是構造比較相同的塊體，在那裏很難發現出植物的殘骸。在組成上有各種不同的泥炭。有時木材、枝、葉的殘骸佔優勢，有時蘚苔的殘骸佔優勢，等等。

積壘在水底的生物殘骸，主要是由植物殘骸和極少量的動物殘骸組成的。含有大量纖維素的植物殘骸（樹木、草、蘚苔），在缺乏空氣裏的氧的條件下，慢慢腐爛，主要地生成炭化塊體（已經炭化了的植物殘骸）。積壘在水底並且已經腐爛了的小水生動植物殘骸，在同樣的條件下，生成所謂腐泥〔註二〕。

泥炭主要是由含有小量腐泥的炭化了的植物殘骸組成的，它恰似石炭的最初生成階段。

石炭的分類　各種石炭在外觀上，在性質上都不相同。根據外觀及碳的含量百分比以及其他特徵，可將石炭分作：1）褐煤，碳的含量由45至75%；2）煙煤，碳的含量至80%；3）無煙煤，有着鮮明的（金剛石的）光澤，碳的含量至90—95%。根據現在的石炭的分類法，石炭的類型數目相當多，但是為了簡便起見，我們現在仍使用舊分類法。煙煤和褐煤是由植物殘骸生成的。雖然無煙煤的生成情形直到今天還不够完全明瞭，但是很明顯的，無煙煤的生成情況也必定是

〔註一〕使岩石發生變化的化學作用和物理作用（溫度和壓力除外）的總和，地質學者把它們總括叫做 диагенез。

〔註二〕積壘在水底的腐爛了的動植物殘骸的沉積物。

和煙煤、褐煤的生成情形是一樣的。

沉積岩的產生狀態 沉積岩的產生狀態絕大多數是成層的。

在地質學上，把上下由比較平行的面所圍成的岩石性質相同的石板狀物，叫做岩層。二層相接的面通常叫做層面。每一個岩層有兩個層面：上層面和下層面。

岩層的厚度，即上下兩層面之間的最短距離，叫做層高（圖199）。

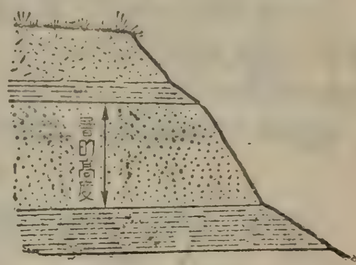


圖199 岩 層

在進行勘察時，區別上下兩層面是很重要的。可以根據兩層面各所獨有的特徵來區別上下層面。例如，在上層面上保存着波浪的痕跡、雨滴的痕跡、裂縫、動物足跡等等。有時根據岩屑的排列情形（比較大的岩屑在下面，比較小的在上面等），能够區別出上下層來。

岩石的層往往是掩蓋於土壤層下，所以在普通條件下，尤其是在平原地方，幾乎不能看到它們。相反地，在平原被雛谷或河谷所切割的地方，岩層可以很清楚地看出來。岩層（或只是被土壤蓋覆着的岩石）露出地球表面的地方，通常叫做露頭。勘查者發見了露頭之後，選擇一個最方便的山崖（或山坡），由上向下走，一面除去岩層上妨碍觀察的岩屑及其他物體，一面很仔細地觀察各岩層。其次，勘查者可沿着清除乾淨了的露頭帶向上走，作各岩層的記載。勘查者可以測量岩層的厚度，記下岩石的各種情況，並且把露頭也畫下來。

變 質 岩

大家想像一下看，砂岩、粘板岩以及其他沉積岩處在很深的地方，在那裏，有非常高的溫度和非常大的壓力，還有赤熱的蒸汽和氣體。在這樣的條件下沉積岩遭受了很劇烈的變化，致使沉積岩變成了一種完全不同的新的岩石。例如，砂岩變成了石英岩，石英岩進一步變成了雲母石英岩，而具有了結晶狀的構造。粘板岩變成了雲母粘板岩或千枚岩，以後變成了雲母片岩，也有着結晶狀構造。在高溫和高壓的作用下把一種岩石變成另一種岩石的過程，叫做變質作用。由於變質作用的結果而生成的岩石，叫做變質岩。片麻岩、結晶片岩以及幾種大理石和石墨都是最典型的變質岩。

片麻岩有着和花崗岩相同的組成，即由長石、石英和雲母組成。和花崗岩不同之處在於：片麻岩裏的石英排列成很薄的平行層，使片麻岩具有非常明顯的很薄的片狀構造。

有一種片麻岩，是由沉積岩經過變質作用而生成的。但是我們知道同時還有一種片麻岩是由岩漿岩經過變質作用而生成的。

所謂結晶片岩是指有着結晶狀構造的許多不同的古老片岩而言。如已經講過的雲母片岩，就屬於結晶片岩。往往在雲母片岩裏能看見雜有各種長石的粒狀結晶，這樣的雲母片岩叫做片麻岩質雲母片岩。雲母石英岩和千枚岩也屬於結晶片岩。

大理石是結晶石灰岩，有各種成因。但是，大部分大理石是在高溫和高壓的作用下由石灰岩生成，這是沒有疑問的。除了這樣的大理石之外，還有一種大理石，它是由於灼熱的水溶液的循環作用使石灰岩再結晶而生成的。

大理石在建築和彫刻方面是極好的材料。

石墨含有純碳至80%，並有着結晶狀構造。石墨的成因是很多的。我們知道有這樣的情形：在岩漿慢慢冷却的過程中石墨由岩漿裏游離出來。除此之外，我們還知道在許多場合，石墨是由於石炭發生變質作用的結果而生成的。

各種岩石的風化過程　露出在地球表面上的岩石始終遭受着溫度的日變化和年變化的影響，空氣和水分的物理的和化學的影響，最後還有生物的影響。在這樣的條件下，堅固的岩石漸漸地變成脆弱的岩石，通常變成和原來不相類似的岩石。在太陽、空氣、水分和生物的共同影響下岩石的變化過程，叫做風化作用（圖 200）。我們根據引起風化作用的因素把風化作用分作三種：1）機械風化作用，2）化學風化作用，3）生物風化作用。



圖200　岩石風化的幾個階段

所謂機械風化作用就是指堅固的岩石崩解成爲各種大小不同的碎屑（從大的塊岩到極小的塵埃微粒）而言。在岩石崩解時，組成岩石的各種礦物的化學成分不變。我們已經講過了的花崗岩在溫度反覆變化的影響下崩裂，就是機械風化作用的一個例子。

溫度的變化是機械風化作用的主要因素（圖 201）。溫度的變化越大，機械風化作用就進行得越强烈。

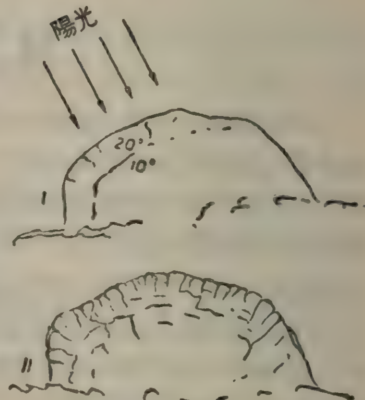


圖201　在溫度變化下岩塊表面崩裂的幾個階段。

當水滲進岩石的裂縫裏，並且凍結在那裏的時候，那麼，機械風化作用就進行得更强烈。水在凍結時體積增大，這是大家熟知的事。凍結中的水，作用於器壁的壓力，在數量上，約等於作用於一方厘米上的六噸的力。這一個巨大的力能够使任何堅固的岩石發生崩解。由於水在岩石裂縫裏反覆凍結和融化而引起的機械風化作用，往往也叫做霜化作用（Морозное выветривание）。

雨水把裂縫裏的岩屑冲走，膠結着堅固的岩石裏微粒的鹽類的溶解，以及裂縫裏的鹽類在生成結晶時的壓力等，也都應該列入機械風化作用之內。生長在岩

石裂縫中的植物的根的壓力，使岩石發生龜裂，也是屬於機械風化作用的。這個壓力，如觀察和實驗所證明，是相當大的（圖202）。



圖202 在高等植物的根系的機械作用下堅固的岩石的龜裂

化學風化作用是空氣的組成部分（氧、二氧化碳等），特別是滲透到岩石層裏的各種水溶液作用於岩石而引起的。可以舉磁鐵礦作例子，磁鐵礦和氧化合能生成赤鐵礦，而赤鐵礦和水化合生成褐鐵礦。這樣一來，在化學風化作用時，與機械風化作用相反，礦物組成也發生變化。

在沙漠氣候和寒冷氣候的條件下，機械風化作用進行得特別强烈，相反地，化學風化作用主要地在有足够量的熱和水分的條件下，即在熱帶才能很好地進行。

生物風化作用是在生物參加下來完成的。大家都很熟習的生長在岩石上的地衣類，可以作生物風化作用的一個例子。緊緊地長在岩石上小裂縫裏的地衣類，分泌出在化學上作用於岩石的溶液。高級植物的根毛對於礦物起化學作用的例子，我們在植物學裏已經學過了。關於植物根的力學作用，我們在上邊也已經講過了。

但是在風化作用上起着最大作用的不是高級的和多細胞的植物，而是細菌。根據現有的學說，大部分化學風化作用都是由於細菌的作用而完成的。

在內力和外力作用下岩石圈表面的變化

關於改變岩石圈表面的幾種作用的概念 岩石圈的表面處於非常多的因素的影響之下。首先屬於這類因素的有：溫度變化、風、大氣降水、壤中水和地表水、生物以及其他若干因素。太陽放射能是這些因素的主要源泉。由太陽放射能所引起的作用，總稱之爲外力作用，也就是說它的能源是在地球外部。

但是除外力作用之外，還有許許多多的現象是由地球的內部能（主要地是熱能和化學能）所引起的。這樣的現象有：火山作用、地震、造陸運動（緩慢的所謂「永久的」地殼變動）和各種造山運動（褶曲、斷層等的形成）。所有這些作用總稱爲內力作用，也就是說它的能源是在地球內部。

關於外力作用（由大氣圈和水圈的活動所引起的）我們已經講過很多了。現在我們講一下內力作用。

火　山　作　用

火山作用的概念　還是在學習岩漿岩時，我們就講過了，由於岩漿侵入地殼內部或岩漿湧出地球表面所引起的作用，叫做火山作用。當侵入地殼內部的岩漿不湧到地球表面時，火山作用不出現於地球表面，而在暗中進行。當岩漿湧到地球表面時，噴發一般地都是相當猛烈的，這叫做火山噴發。在火山噴發時往往發生劇烈的氣體爆發，擲出大量的破碎的堅固的岩石，湧出熔岩流。火山噴出的物質總稱為火山生成物。根據其物理性質，火山生成物可以分作三大類：氣體、熔岩和固體物質。

火山　火山生成物噴出地表的出口，叫做火山。火山在其形成的最初時是一條噴出溝，火山生成物經過這條噴出溝被運到地球表面。這條噴出溝的出口通常叫做火口。第一次噴發後，由火山擲出的固體生成物和冷却了的熔岩，堆積在噴出溝的出口形成火山圓丘，叫做火山錐。噴火口通常是在火山錐的頂上。



圖203　克羅諾茨火山（堪察加）

火山錐的大小是很不相同的。有的幾十米高，有的幾千米高，前者如維季姆高原（在外貝加爾）的摩施凱托夫火山，它的火山錐高約100米，後者如堪察加半島的克流契夫火山，它的火山錐高達4,800米以上。火口的寬度也是很不同的，同時火口的寬度和火山的高度有時是沒有什麼關係的。試舉維蘇威火山和克流契夫火山做例子，就足够說明這一點。維蘇威火山高在1,300到1,400米之間，火口的直徑為568米；克柳契夫火山高4,861米，它的火口寬675米，較維蘇威火山的略大。

火山通常分作兩大類：活火山和死火山。不停止地或週期性地噴出火山生成

物的火山屬於活火山。在相當長期間內停止活動的火山，屬於死火山。但是在這兩類之間，是不能劃出明顯的界限來的。在許多世紀間曾被認為是死火山的火山，突然開始活動了。例如，維蘇威火山在公元 79 年以前曾是死火山，當地住民已不認為是火山了。但是在 79 年發生了驚人的噴發，噴發的結果使三個城市（希科拉尼、龐培、斯達俾）被掩埋在火山灰的厚層之下。從那時起，維蘇威火山週期地約每隔 100 年重演一次强烈的噴發。還有許多類似這樣被認為是死火山的火山，但是後來突然開始活動了。

和長期間停止活動的火山相反的，可以指出那些幾乎不斷活動的火山。例如斯多倫波利火山（在西西里島北方）。這個火山從太古以來就不間斷地活動着，是航海家的天然燈塔。它的噴發表現為火口深處的熔岩的上昇和微弱的爆發，其爆發約隔兩分鐘重演一次。

火山噴發的生成物 一切火山作用的最大特徵是排出火山生成物。我們從氣體開始研究，氣體普通在噴發開始時就出現，一直繼續到噴發的終止。

氣體 氣體狀態的生成物或者直接由火口排出，或者由流出的熔岩中排出。有時氣體由火山錐坡面上的裂縫排出。在第一種情況下，氣體爆發而出，在第二種情況下比較安靜。比較安靜的排出氣體的地方叫做噴氣孔。噴氣孔往往和熔岩流伴生在一起。

首先講一下在噴發時從火口或從火山的裂縫排出的那些氣體。這些氣體以驚人的力量爆發出來，成柱狀昇到很高的空中。和氣體一道還噴出大量的破碎的（有時呈粉末狀態）熔岩和堅固的岩屑，這些岩屑是被從噴出溝壁上爆破出來的。這些情形合到一起，使氣體具有一種霧狀或幾乎是黑煙的形狀。巨大的「煙」柱上昇到若干公里的高空，成巨大的傘狀，好像意大利松(Pinus pinea)的樹冠一樣，在高處繚繞奔流。「煙」峯擴展平流，電光閃閃，灑下熱「雨」，這種「雨」是由冷却了的熔岩粒（火山灰）、熱泥（雨水和火山灰的混合物）和灼熱的石塊組成的。灼熱的、往往是乾的、由火山灰和熔岩組成的熱雨，大量地降落到火山周圍，把植物和村落掩埋了，有時甚至把城市也掩埋了。不消說，正當氣體由火口或由火山裂縫兇猛地噴出時，直接研究氣體是不可能的。但是我們有根據推斷，這些氣體在組成上近於噴氣孔所排出的灼熱氣體。

噴氣孔所排出的氣體，能够收集並加以分析。對於噴氣孔所排出的氣體的研究證明了：剛剛由火口流出的熔岩排出溫度約在500°左右非常灼熱的氣體。這些氣體幾乎不含有水蒸汽。其中含氯的化合物 $NaCl$、KCl、$FeCl_3$ 等）佔多數，特別是排出多數的氯化鈉（$NaCl$）。例如，在維蘇威火山噴發時，$NaCl$ 的數量有時達到所有其他氣體的94.3%。

離火口遠一些的熔岩流，即已排出其一部分氣體的熔岩流，主要地排出鹽酸和硫酸的蒸汽以及水蒸汽。此時氣體的溫度由400°降至200°。在噴發最後或在噴發終止之前，熔岩排出含氨化合物，特別是氯化氨(NH_4Cl)，氯化氨分解生成氨。這種噴氣孔繼續使氣體的溫度下降，排出硫黃的蒸汽、二氧化碳、碳及其他若干物質。噴發終止之後，氣體的排出量便急劇地減少。

火山停止活動之後，還在很長時間內繼續排出硫化氫（H_2S）、二氧化碳（CO_2）和水蒸汽（H_2O）。

在有死火山的地區，熱礦泉是火山作用的最後表現，此種礦泉中有一些（間

歇温泉）像火山一樣，週期地噴出沸騰的水柱。

固體生成物　氣體由火口爆發帶出來的固體生成物有着各種不同的性質和各種不同的名稱。例如，極小的塵埃狀的微粒叫做火山灰。大小不超過豌豆粒大的粒子叫做火山砂。大小至胡桃般的塊體叫做火山礫，更大的叫做火山彈。

當熔岩中的氣體猛烈排出時，熔融體的熔岩就飛濺四散，上面所舉的各種固體生成物，在絕大多數情況下，是由熔岩的飛濺四散而生成的。被氣流衝至空中的大熔岩塊，在空中就硬化了，它們的奇特的、像梨形的、往往成扭曲的形狀就證明着這一點。一部分固體生成物是由在以前各次噴發後殘留在火口裏冷却了的固體熔岩破碎而形成的，也有由火山噴出溝所穿過的岩層的岩屑而生成的。

噴出的固體生成物的數量，一般是非常大的。例如，即使在維蘇威火山的小噴發時，火山灰就完全掩埋了那不勒斯城市的街道。在1906年的噴發時，火山灰的層厚有兩層樓高（那不勒斯位於離維蘇威火口12至15公里地方）。在維蘇威火山的劇烈噴發時，火山灰掩埋了村落和城市。在火山爆發時噴出特別多的易碎的生成物。例如在1883年克臘卡圖火山爆發時，噴出的生成物達18立方公里以上。

火山灰借助於空氣流能飛散到非常遠的地方。我們方可以舉出兩個例子，愛特尼火山的火山灰落到北非洲，冰島的希克利火山的火山灰落到斯德哥爾摩和蘇格蘭。克臘卡圖火山爆發後約在一年期間內，它的火山灰還存在於歐洲大氣圈的上層，致發生罕見的薄暮現象（所謂「血色晚霞」，當時整個天空變成了薔薇色或甚至紅色）。

液體生成物　當火山噴發時往往從火口迸流出火熱的液體物質，叫做熔岩。所以熔岩是迸出到地球表面上的、並且往往是排出了其中含有的氣體的岩漿。熔岩和岩漿一樣，按其化學組成分作酸性熔岩（礬土含有量多於50%）和鹽基性熔岩（礬土含有量少於50%）。酸性熔岩的特徵是緻密和有粘性。它們流得很慢，冷却很快。相反地，鹽基性熔岩的液體性更多一些，冷却比較慢。因此酸性熔岩流動而並不很平，多呈塊狀。在若干情況下，酸性熔岩還是在火口裏就凝固了，時常被以石柱或石方尖柱的形狀「壓」到上面來。相反地，鹽基性熔岩則成巨流湧到地上來。

熔岩從火口流出時的溫度達1,000°以上或更高的溫度（基勞挨阿火山的熔岩湖的溫度達1,050°—1,275°，維蘇威火山的熔岩的溫度達1,150°—1,180°）。此時熔岩呈白熱狀態的液體的形狀。在火口裏的白熱狀態的熔岩放射着熊熊的火光，火光從下面照耀着由火口噴出的氣體，好像火柱一樣。其實在火山噴發時並沒有火，因為在火口裏沒有發生任何燃燒現象，僅僅是白熱的熔岩流接觸到樹木和建築物時才能發生燃燒現象。

流出的熔岩很迅速地從表面冷却，表面覆上堅固的硬殼。但是在熔岩流內部很長時間內還繼續是灼熱狀態，並且繼續流動。這種內部的流動恰好是使冷却了的流面成不平表面的原因，這種表面是我們所常見的（酸性熔岩的表面是塊狀的，鹽基性熔岩的表面是波狀的）。由於同樣的原因，在冷却了的熔岩內部形成了中空和空隙。

覆着熔岩流表面的硬殼的特徵是傳熱率小，所以能發生這樣的事情：當熔岩流內部可能還是灼熱狀態時，人們還能够在它的表面上行走。這個硬殼妨碍了熔岩流的內部迅速冷却。由觀察證明，甚至過一年以後，在冷却了的熔岩流內深20米的地方，溫度還達 200° — 300°。

整個熔岩流冷却的不平衡以致生成裂縫。裂縫隨着熔岩的性質和冷却條件的不同而異。例如，玄武岩熔岩被裂縫分裂成多稜的、有時是非常整齊的柱子（圖 204）。在另一種情況下是水平的裂縫，這種裂縫把冷却了的熔岩分裂成石板。以這樣的方法形成的比較整齊的岩塊，叫做節理。前一種情況的節理，叫做柱狀節理，後一種情況叫做板狀節理。分裂成節理的熔岩非常易於加工，並且是很好的建築材料。



圖204 玄武岩的柱狀節理

熔岩流的大小並不相同，從一米的最小的熔岩流到長達幾十公里的大熔岩流。例如，維蘇威火山在1794年噴發時的熔岩流長達 5,700 米，夏威夷羣島的熔岩流長達10—60公里，甚至達70公里，寬達10—20公里。

火山的各種類型 地球上的火山極爲複雜。如觀察證明，所以這樣複雜，首先是决定於火山噴發出來的熔岩的物理的和化學的性質。例如，鹽基性液體熔岩比較容易排出氣體，但是因此不作强烈的爆發，因之也不生成大量的固體生成物（火山灰、火山礫、火山彈）。這種火山的熔岩通常成巨流流出，在凝固時，形成傾斜十分緩的約 5° — 6° 的斜坡，而在若干情况下則形成 3° 的斜坡（圖 205）。噴發酸性熔岩

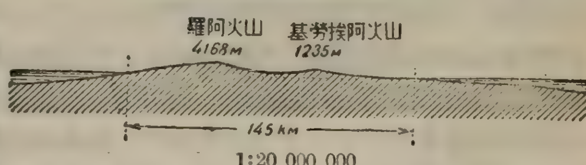


圖205 夏威夷羣島剖面圖

的火山的情形，完全與此相反。迅速冷却的粘性的熔岩阻碍着氣體的排出，形成噴出溝和火口的阻塞物，以致引起劇烈的爆發。在爆發時形成大量的固體生成物（火山灰、火山礫和火山彈）。這種生成物很粗，並且很脆，使火山斜坡形成很大的傾斜（達30°—35°，參看圖206）。



圖206　斯多倫波利火山

我們舉出了兩個極爲不同的火山類型。事實上火山的類型是非常多的。我們現在來講一下其中的一些主要的類型。

夏威夷型火山　噴發鹽基性熔岩的火山，最顯著的例子是夏威夷羣島上的火山。其中最著名的是羅阿火山（Mauna－Loa）和基勞挨阿（Kilauea）火山。這兩個火山的特徵是：火山錐的傾斜很緩以及稀有的大湖形火口。基勞挨阿火山的火口，長約5公里，寬約2.5公里；羅阿火山的火口直徑約2.5公里。火口充滿着沸騰狀態的熔岩，熔岩忽而上昇，忽而下降，時時成巨流流出。熔岩或者從火口裏溢出來，或者通過裂縫流出來。這兩個火山的熔岩都具有很高度的液體狀態，沿着斜坡成巨流，像流水一般形形成熔岩的瀑布。氣體極容易地從熔岩裏排出來，不爆發，只上昇成爲不太高的熔岩泉。此時不噴出固體生成物，只噴出由玻璃狀熔岩組成的很細的綫狀熔岩滴（「培蠅髮—Волосы Пеле」）。夏威夷火山的熔岩流的特徵就是它的規模宏大。

斯多倫波利型火山　屬於斯多倫波利型火山這一類型的火山，情形完全不同。斯多倫波利火山是這一類型火山的標本，如前已述，它位於西西里島北方的利巴利羣島之中（圖206）。它是一個圓錐形的小島，高出海平面926米。這個島子僅僅是巨大的火山錐的頂峯，這個火山錐是從深達2,000多米的海底矗立起來的。斯多倫波利火山的高度可能達3,000多米。斯多倫波利火山的火口的直徑有580米。如前已述，斯多倫波利火山是處於不間斷的活動狀態之中。它每隔2—3分鐘，就噴出熔融體的熔岩塊，熔岩塊在空中旋轉，形成獨特的扭曲的很長的形狀，落在火山錐的斜坡上。幾乎沒有火山灰。熔岩是液體性的，但不到夏威夷型火山熔岩的那種液體性的程度。熔岩只是有時由火口流出，發出非常獨特的聲音，這種聲音是由冷却了的岩塊互相撞擊和磨擦而發生的。熔岩流通常不很大。火山錐主要是由噴發的固體生成物組成的，即由沿斜坡堆積的火山彈和火山礫組成的。傾斜角近於岩屑堆的角度。

布耳卡諾型火山　噴發粘性熔岩，即主要噴發酸性熔岩的火山屬於這一類。布耳卡諾火山是這一類火山的典型，它也位於西西里島北方利巴利羣島之間。布耳卡諾火山錐的形狀和斯多倫波利火山錐的形狀相近，但是噴發的情況不同。由於熔岩具有粘性，使一部分噴出溝阻塞，以致引起强烈的爆發。爆發使噴發生成物粉碎，變成火山灰，火山灰是組成火山錐的主要材料。火山彈和火山礫比較少。噴出溝阻塞，以致引起爆發和噴出灼熱的雲霧狀氣體。這種火山的最典型的例子是馬提尼克島上的培蠅火山。在1902年噴發時，從火口升起的熔岩柱高達200米以上。以後噴出了灼熱的烏雲狀氣體，這種烏雲狀氣體在一瞬間便毀滅了，燒毀了聖彼埃市以及住在這個城市裏的全體居民（約30,000人）。

上述的幾種類型還概括不了地球上所有的火山的種類。不僅如此，同一火山在不同的時期能够以不同的姿態出現。例如，維蘇威火山在1906年噴發時，起初屬於斯多倫波利型，以後屬於布耳卡諾型。蘇聯堪察加半島的克流契夫火山、阿瓦察火山等，也是這樣的情形。

中央噴發和裂縫噴發　到現在爲止我們所講過的火山，它們的噴發是通過比較圓形的噴出溝上的火口噴發的。火山錐是圍繞着火口這一中心形成起來的。這類的噴發叫做中央噴發。但是除此之外，在地球上還有一類火山，它們的噴發不是通過圓形的火口，而是通過地殼的裂縫。與前者相區別，後者叫做裂縫噴發，或唇噴發。

現在極少遇到裂縫噴發。可以舉冰島拉基火山在1783年的噴發爲例。大量的熔岩通過長30公里的裂縫迸流出來，掩蓋了565方公里的地區。據統計，流出的熔岩的體積有12.5立方公里。

在冰島的若干火山裂縫上，形成了具有一般的中央噴發的火山錐。很明顯地，熔岩起初是沿着裂縫由深處湧上來的，以後經過一個噴出溝迸出到地球表面上。這種情況，恰似從裂縫噴發到中心噴發的過渡。

位於縫裂綫上的火山帶，在地球上時常可以遇到。蘇聯堪察加半島上的火山羣（圖207）就是一個例子。

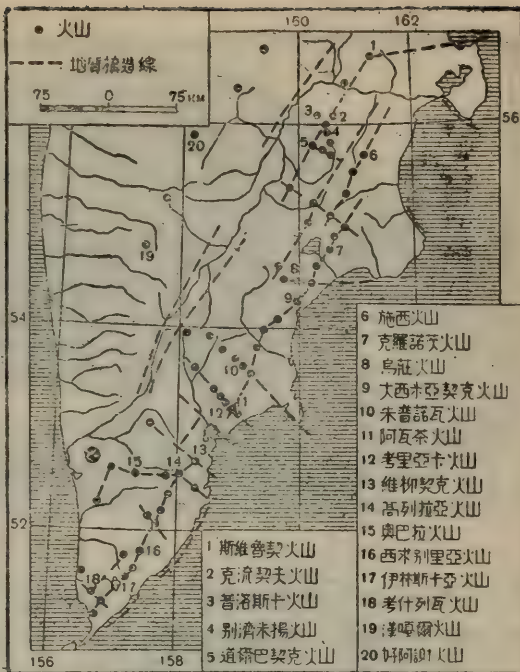
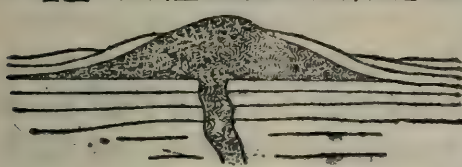


圖207 堪察加半島上的火山和地質構造綫。

岩盤 火山生成物並不是都能迸流到地球表面上的。時常有這樣的情形：岩漿上升至某種高度，侵入到沉積岩的岩層之間，把堆在它上面的地層舉起成圓丘狀。這樣的生成物叫着岩盤。在後來，昇起來的沉積岩層在外力的作用下逐漸崩解，岩盤的岩漿核就露出到地球表面上（圖208）。從表面崩解了的岩盤很容易和熔岩火山相混淆。


圖208 岩盤的露頭

岩盤在山地比較少有，但在平原却可以常常遇到。北高加索礦泉地區（別施泰馬樹克、節列茨那亞、茨邁那亞等）的山羣是形成於平原上的岩盤羣的最好例子。克里米半島南海岸有許多岩盤。古爾祖夫附近的阿油·塔格（熊山）就是一個例子（圖209）。

火山噴發的原因 排出氣體是火山噴發的最大特徵。氣體爆發之後（並不是在一切噴發時），馬上就開始噴出還在繼續排出氣體的熔岩。所以排出大量的氣體是一切噴發的必要條件。很明顯地，這些氣體在噴發時起着主要的作用。

在初期研究火山作用時曾經以爲，海水沿裂縫深深滲入地球內部，和熔融體的岩漿接觸。岩漿在生成了的水蒸汽的壓力下沿裂縫上昇，因而形成了火山作用的現象。通常在證實這個假說時引用下列事實：火山分佈在海洋沿岸，在噴發時有多量的水蒸汽和食鹽被噴出。

這個假說的荒謬是很明顯的。第一遠不是所有火山都位於海洋沿岸。非洲的最大火山（基尼亞、契里曼惹洛等）離海岸達1,000多公里，南美的火山離海岸



圖209 阿 油·塔 格

180—250公里，外貝加爾的火山（穆施契道夫火山、奧布魯契夫火山），蒙古的火山等，它們都是離海岸很遠的火山，都足够證明這一點。第二，水沿着裂縫不能够滲透到岩漿所在的深處。即使有那麼深的裂縫，但是水在到達熔融體的岩漿所在的深處之前，早就變成了蒸汽。最後，在噴發時噴出來的許多氣體狀態的物質，無法說明是由海水生成的。

現代的各種假說解釋噴發作用稍有不同。岩漿，我們在上面已經講過，是一種天然的含矽溶液，這種溶液隨着溫度和壓力條件的不同，有着各種不同的物理性質。在非常深的地方，岩漿的溫度可能大大地高於它的熔解點，但是因爲存在於該處的壓力使它保持着可塑性的、近於固體的狀態。當壓力減少時，過熱的岩漿變成火熱的液體狀態，一部分變成氣體狀態。被排出了的氣體使岩漿的體積增大許多倍，岩漿沿裂縫急劇上昇。岩漿上昇得越高，壓力就變得越小，氣體的排出就變得越激烈。在這些氣體的壓力下發生一種爆發，它就在地殼上部地層上穿鑿出火山的噴出溝（圖 210）。

但是岩漿的熔解和由岩漿裏排出氣體的作用需要壓力大量減少，這個條件正是，也必須是噴發的基本原因。很明顯地，噴發的最根本原因，恰好在於地層變位（Dislocation），即褶曲的生成和褶曲生成時所伴生的那些斷裂。火山的地理分佈情況完全證實了這一道理，通常火山分佈和斷裂地區結合在一起。

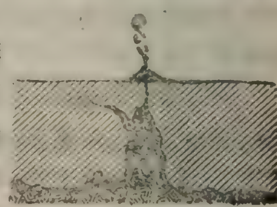


圖 210

火山的地理分佈　地球上所有的活火山的數目現在所知道的還不够精密，因爲還不是對所有的火山地區都作了充分的研究。不僅如此，我們對於所有的死火山和活火山，還沒有做到全面的調查，無一遺漏。根據最近的統計，地球上共有480個活火山。至於死火山，那是非常之多。計算死火山之所以困難，是因爲除了既述

的困難之外，這裏又產生了新的困難：不能够正確地確定完全崩壞或部分崩壞的死火山之間的界限。

火山在地殼表面上的分佈是非常不均匀的。例如，480座活火山之中約有80%集中於太平洋區域。太平洋區域的火山形成火山帶，由阿留申羣島綿延到巴達哥尼亞（Patagonia），由堪察加半島經過亞洲和澳洲沿岸島嶼到達南極大陸沿岸。這一個火山帶從很久以前就被叫着太平洋火山帶（或太平洋噴火環）。不難看出，太平洋火山帶是和太平洋邊緣處的羣島以及山脈帶相一致的。與上述的山脈和羣島直接隣近的是太平洋的最深處。這樣一來，恰好在這裏，即在高山和大洋深溝並列存在的地方，是地殼上均衡破裂最大的地方。在這個地帶，除了最近的造山作用之外，這裏還是地震最頻繁和最劇烈的地區，因之更證實了火山和地層變位的關係（參看火山分佈圖）。



圖211 火 山 分 佈 圖

火山作用所造成的地形

火山丘 我們在前面已經講過的火山錐，是火山丘最普通的形狀。我們知道，隨着熔岩的類型和噴發的性質的不同，火山錐可能有着比較急的斜坡，也可能有着緩的斜坡。當火山錐主要是由火山噴出的固體生成物所組成時，這個火山錐叫做噴岩丘。除了固體噴出物之外，火山還周期性地流出熔岩，這時火山錐就

有一種特奇的層狀構造〔註〕（圖 212）。必須指出，層狀構造的火山錐是分佈最廣的。克流契夫火山、克羅諾茨火山、富士山以及其他許多火山都是這類火山錐的典型例子。噴岩丘和層狀火山錐的傾斜度達 30°—35°。



圖212 火山的斷面圖

由熔岩流形成的火山錐的情形却完全不同。熔岩火山錐的傾斜度，如前已述，達 5° — 6°，在某種情況下爲 3°（參看圖 205）。

有一種火山，它的活動只表現爲噴發。這種火山叫做單火山，一般地有着斜坡比較緩的岩瘤的形狀。在形狀上單火山和頂部崩裂的岩鐘很相似。

火山丘通常是分散的孤立的，有時是單個的，但是常常也有成羣的。當火山和地殼的裂縫相結合時，火山排列成行，好像山脈一樣。這樣的火山山脈和褶曲山脈不同，首先是它們所由組成的岩石的情形不同。由火山噴發生成物組成的山，有別於其他類型的山，往往叫做堆叠山（即由堆叠而形成的）。

火山生成物所造成的凹下地形 火口是第一個最特出的凹下地形。火口的形狀和大小首先和組成火山錐的材料，其次與火山的崩壞程度有關。如前已述，火口的大小是多種多樣的，並且和火山的大小關係極少。例如，羅沙火山（在布爾卡諾島上）高386米，火口直徑爲500多米；埃得納火山高3,297米，火口直徑爲227米。同時羅阿火山（在夏威夷羣島上）的火山錐高2,438米。由此可見，羅阿火山的火口比別的火山的火口大，首先是決定於熔岩的性質。

在若干情況下，火口的大小和火山相比較是非常之大的。例如，令基特火山（在爪哇島上）的火山錐寬約21公里；佔據古火的火口的的克羅諾茨湖（在堪察加）寬達28公里。這樣的大火口叫做火山釜（Caldera）。

火山釜的形成往往或由於火山爆發的結果，或由於火山斜坡被流水浸蝕的結果。卡特買火山（在阿拉斯加）曾在1912年爆發過，它的火口直徑增大到達 3 — 4 公里，萬代山火山在1888年爆發之後，它的火口增大到達 2 公里，這兩個都是由爆發而形成火山釜的例子。奧布魯契夫火山和穆施契道夫火山（在外貝加爾）是由侵蝕而形成火山釜的例子。奧布魯契夫火山的丘壁高約 150 米，在火山釜底，即在火口處，有直徑約 500 米的湖（圖213）。

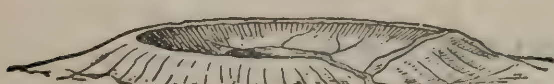


圖213 奧布魯契夫火山

火口和火山釜，在大氣降水量相當多時，往往瀦水，形成火口湖。火口湖可以時常遇到。它們的特徵是圓形，岸綫少有破碎彎曲，深度通常是越往中心處越深。我們已經講過這類湖的例子（堪察加半島的克羅諾茨湖）。

海岸上和島上嶼的火口和火山釜，通常盛滿海水，形成獨特的圓形的灣。達里亞灣是前一種情形的例子，達里亞灣是構成堪察加半島的阿瓦琴灣的一部分；大西洋的聖保羅島是第二種情形的例子（圖214）。

在外力作用下火山丘的變化 火山丘，如同所有其他的山一樣，在外力作用下不斷地在變化着。但是這種變化和褶曲山、塊狀山的變化相比較，情況有若干

〔註〕在文獻裏，往往把有層狀結構的火山，叫做成層火山。



圖214 聖保羅的火口灣

不同，形成的形狀也不一樣。

首先我們談一下死火山的崩壞。

高火山的頂峯，如同其他的高山的頂峯一樣，遭受着强烈的機械風化作用。在這裏，如在其他的山一樣，在溫度劇烈變化的作用下，形成岩塊、石礫和石塊的巨大堆積物。像在其他的山一樣，「石河」沿斜坡滑落。差別只在於：「石河」不僅沿火山錐的外側斜坡滑落，並且還沿火口的內側斜坡滑落。在比較高的火山丘上還有冰川，關於冰川的破壞力，我們已經講過了。

在雪綫以下，雨水是主要的破壞物。它們切鑿出溝和雛谷，這些溝和雛谷從火口邊緣沿內側斜坡（火口斜坡）和外側斜坡放射狀地分散着（圖 215）。由侵蝕作用在火山內外斜坡所生成的這種溝叫做**火山瀨**（Barranca）。起初火山瀨是很多的，並且不深，但是後來它們的深度逐漸增大。由於內外側火山瀨增大的結果，火口逐漸擴大，火山逐漸變低，變成周圍環以稍爲隆起的丘壁的火山釜。

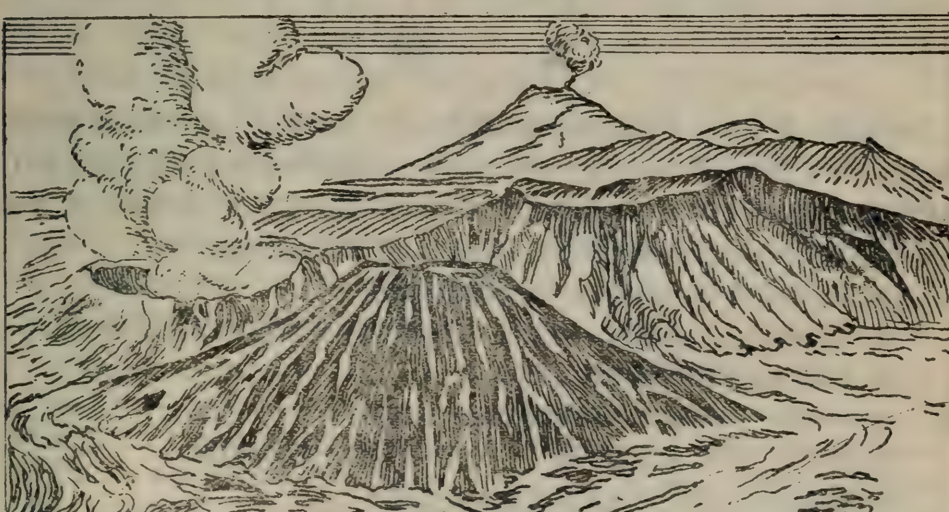


圖215 被火口瀨侵蝕了的火山斜坡（爪哇島的火山羣）

活火山錐的崩壞過程稍爲不同。在長期的安靜時期內，這裏也生成火山瀨。但是，以後在第一次噴發時，火山瀨就被熔岩以及其他噴發生成物所塡塞。冷却了的熔岩很難被侵蝕，因此，以後的火山瀨就在新的地方形成。反覆的新的噴發物阻止這些火山瀨的發展。結果，許多活火山不但保持着自己的高度，往往更增大自己的規模。在若干情況下火山的形狀發生劇烈的變化。維蘇威火山就是這樣的例子（圖 216）。

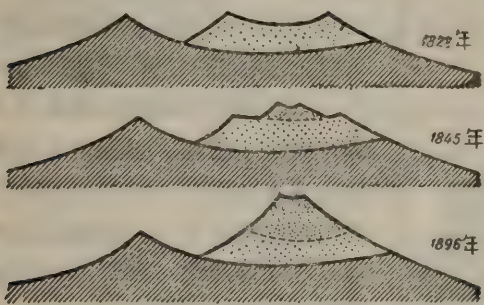


圖216 十九世紀內維蘇威火山的變化

火山的地理意義 有着或多或少火山的地帶叫做火山帶。當我們聽到「火山帶」這一名詞時，那麼立刻就能想像出，獨特的起伏，獨特的岩石，有熱泉、溫泉、礦泉存在以及其他許多東西。在直接研究火山帶時我們能够發現：在熔岩流以及其他火山生成物的影響下河流改變了方向的特殊情況；還能够發現往往被熔岩流所堰塞的谷的特殊情況，壤中水的特殊情況，湖泊的特殊情況等等。在研究土壤時，我們能够發現出與火山灰含量多少有關的特殊情況。不言而喻，起伏、岩石、壤中水等的特殊情況以及其他特殊情況，非常顯著地影響着植物界的性質，影響着動物界和人類的經濟活動。

也不能不提及一下，火山噴發是最可怕的自然現象之一，它在人類的意識裏留下了深刻的印象。因爲這些理由，所以我們必須說，火山帶有着非常獨特的地理特徵。

地　　震

地震的一般概念 由於地球內部的原因而發生的地殼某一地區的任何震動叫做地震。按地震的力量大小來說，地震是有各種各樣的。有時是極微小的震動，人們只能微微地感覺到。有時是非常劇烈的震動，以致發生很大的災難。我們現在來看一下在最近三個世紀裏所發生的幾個最劇烈的地震的簡表。

1. 1693年——西西里地震；死60,000人。
2. 1730年——日本地震；毁江戶（東京古名）市；死137,000人。
3. 1775年——里斯本地震；死32,000人。
4. 1783年——喀拉布里亞地震；死100,000人。
5. 1891年——日本地震；毁130,000棟建築物，死25,000人。
6. 1906年——舊金山地震。破毁和大裂縫。
7. 1908年——意大利地震。毁墨西那市，死85,000人。
8. 1923年——日本地震；毁500,000棟建築物，死100,000人以上。

但是犧牲的人數和損失的資財並不能正確地表現出地震的破壞力之大。在地球上有許多地區，那裏住民極少或完全沒有住民。不言而喻，在這裏可能發生强烈的地震，但是犧牲人數和破毀情况將是不太大的。例如，地球上曾經發生過的最大的一次地震是1911年在威爾尼市（現在的阿拉木圖）。在力量上來說，它超過了加利福尼亞1906年地震破壞力二十六倍。但是如果比較一下所造成的損失，那麼加利福尼亞地震的損失比威爾尼地震的損失大許多倍。

在地震時放出難以想像之多的能。例如，1911年威爾尼地震時在幾秒鐘內放出的能量，超過德涅泊水電站年產能量325倍。不消說，地震能現在還沒有被人類利用，或確切些說，幾乎沒被人類利用〔註〕。

地震在地球上的分佈是非常不均勻的。由於這種情況，居住於發生地震較少的地方的人們，容易認爲地震發生次數非常少。其實遠非如此。現在，在地球上有 350 個研究地震的研究站。這些研究站平均每年記錄下 9,000 次地震，其中約有4,000次只有用儀器才能發覺，約有5,000次人們可以感覺出來。在人們所能感覺出的5,000次地震之中，有100多次是大災難地震。所以，在一個月內平均約有8—9次破壞性的地震。

我們已經講過，在地球表面的許多地方很少有地震。與此同時，在有一些地區地震是非常頻繁的。例如，在意大利一年內平均約記錄下 100 次地震，在日本約有 600 多次。可以說，有些地區，那裏的地震幾乎是不斷的。

關於地震的地理分佈問題，我們在後面再談。

海震　海底地殼的某一部分的震動，叫做海震。根據航海家的觀察，海震具有以下的特性。航行於大海中的船舶，突然遭遇到一種震動，像通常船舶觸礁時所受到的震動一樣。有時震動是很强大的，致使船上不穩定的東西顚覆，人們勉强立得住。震動時常伴隨着震耳的騷音，這種騷音是由海水發出來，傳到空氣中的。衝擊分爲垂直（由下而上）衝擊和側面衝擊。在垂直衝擊時，人們覺到船突然升起，繼續若干瞬間，然後又浮在水上。由觀察所知，即使是在强烈的衝擊時，海面通常還是平靜的。但是有時海水澎湃起來，有時甚至噴出水柱，高至 0.3 米。此時海面好似沸騰了一般，有時能發現被震死的魚類。通常海震的繼續時間都非常短（衝擊時間以秒計，極少以分計）。

海震是海底或海岸地區强烈震動的結果。此時海底的地形往往發生非常劇烈的改變。當海底地形發生變化時，敷設在海底的電綫發生移動，甚至破斷。例如，西西里島海岸近處的海底電綫曾連續破斷過數次；同樣情形在希臘西部海岸，在非洲東部海岸等處都發生過。

在伊奧尼海和阿德利海所作的觀測特別重要，在那裏除了海底電綫破斷之外，還調查出深度的變化達800米。例如，在1886年地震時，海底沿着斷層下降了，從1,200米陷落到了2,000米。在1923年日本地震時，調查出部份海底昇降100—200米或者更多。我們有根據推想，沿着斷層綫的地層變位能够達很大的距離。例如，在新英格蘭州（美國）海岸附近，用回聲測量法探出了27個深達250米的海底峽谷。這類峽谷只能生成於陸地，但是現在也存在於600到1,000米的海底。很明顯地，這是不久以前迅速的地殼下降運動的結果，因爲那麼深的

〔註〕在後面我們將講到，科學怎樣利用地震的衝擊去研究地球的內部構造。

峽谷及其傾斜急的斜坡即在陸上也不是常見的。

有時海底的震動，特別是沿岸地區的震動，往往引起海水劇烈上漲，招來巨大的災難。例如，1737年暴風雨和地震結合到一起，使恆河的水面上漲11.5米，由於河水氾濫死亡人數達 300,000 人。與此相近似的事情曾發生於雅魯藏布江河口（186年），死亡約200,000人。

同樣的現象，在1861年發生於貝加爾湖的色楞格河三角洲，只是規模小些而已。

地震震動　地震不是僅以其破壞力之大而引起科學對它發生巨大的興趣，也因爲地震是地殼生活中最獨特的現象。因此在現在不僅研究劇烈的地震，也研究凡是發生於地殼裏的一切震動。在地球的內力的作用下所發生的從最大的到最小的一切震動，都叫做地震震動。

地震震動分作三種：大震，即劇烈的地震；中震，即人們能感覺到的地震，但不致引起破壞；小震，在大多數場合人們感覺不出，只有用儀器才能發覺出來。

震源和震中　從地殼內部發出震動的地方，叫做震源。在大多數場合，震源不是一個點，而是一條綫，或是整個的一個面。垂直於震源之上的地區，叫做震中。震源、震中和地球中心同位於一條直綫上（即在一個半徑上）。從震源發出的震動像放射綫一樣向各方傳播。這些震動首先到達震中，震中處的衝擊方向是由下向上，使各種東西好似向上跳動一樣。隨着離開震中的程度，衝擊的方向已不是垂直的，而是側面的，側面衝擊力逐漸減弱（圖217）。不言而喻，在位於震源近處的地方，震動，因而破壞力必達到最大的程度。

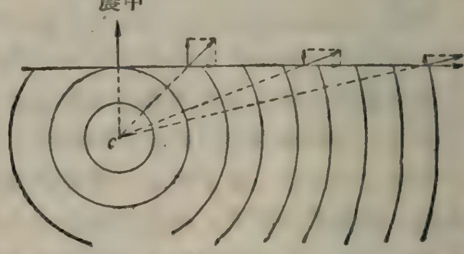


圖217　通過震源（C）的地殼的垂直剖面圖

如果把震動力量相同的地方連結成一條綫，那麼我們就得到一條封閉曲綫，叫做同震綫。同震綫是以震源爲中心的許多同心圓。如果震源是一個點，組成地殼的岩石的構造相同，那麼同震綫將是同心圓的圓周。事實上同震綫大部分是橢圓形的、不規則的封閉曲綫。如果同震綫的扁圓度很大時，這證明震源是伸展形狀的（綫），綫形之所以不規則首先決定於岩石的構造不同，因爲不同的岩石是以不同速度來傳播震動的。

震動的性質　在地震時通常有兩種運動：垂直震動和水平震動。在垂直震動時，物體向上跳動，好像從下面受到衝擊一樣。在水平震動時，在地球表面上形成迅速的波浪式的運動。

往往還有一種特殊的所謂轉動，在這種運動時，物體在原地以自己的垂直軸爲中心稍爲轉動。由觀測所知，垂直震動和轉動主要地發生在震中，而水平震動由震中向各方傳播，逐漸減弱。

對於上述各種運動的精密研究證明了，所有這些運動都是由震源發出的震動傳播的結果。

大家試想像一下，你們把石子投進平靜的池面或湖面。從石子落水處，波浪以同心圓圓周的形式向外傳播。震動從震源向各方傳播，也和這種情形相近，只是速度非常之大。在表示通過震源的地殼垂直剖面圖(圖 217)上，同心圓圓周表示從震源向外傳播的球面波。不難了解，由震源發出的震動先到達震中，表現爲由下向上的衝擊。很明顯地，這些衝擊正是震中地區所發生的上下震動的原因。此時，物體跳動，而大的石造建築主要地由於產生水平裂縫而破壞了。此時裂縫的方向和引起震動的球面波的表面相一致。有時只要跳動的物體的重心不和幾何中心相一致時，跳動的物體能够以垂直軸爲中心而廻轉起來。這樣一來，就產生了震中所特有的轉動。

現在我們來研究震中以外的地區。由圖 217 可以明顯看出，從震源放射綫狀向外傳播的震動，已不給予垂直的衝擊，而給予側面的衝擊。離震中越遠的地方，震動方向（地震放射綫）和地平面所形成的角就越小。不言而喩，在離震中非常遠的地方，這個角將近於0°。所以，隨着離開震中的遠近，垂直作用力（垂直合力）將逐漸減少，而水平作用力將逐漸增大。震中地區的水平合力幾乎等於零。在地震放射綫和地平面形成 45° 角的地方，垂直合力和水平合力相等。

角再繼續減少時，水平作用力逐漸增大。它們恰好生成我們在前面已經講過的地球表面的水平運動。

指出這一點也是很重要的，建築物破壞最爲劇烈的，不是在震中地區，而是在地震放射綫和地平面形成近 45° 角的地區。在這些條件下產生了垂直於地震放射綫（平行於球面波表面）的裂縫，即裂縫與地平面形成近 45° 角。這種傾斜面使建築物的破壞部分容易滑落。

震源的深度　裂縫的方向和球面波的表面相一致，這使我們能够測定震源的近似深度，這一點根據插圖（圖 218 ）可以看出。現在我們利用各種儀器能够十分精密地測定震源的深度，關於這些儀器，我們留待以後再講。根據觀測得知，震源的深度是不同的。但是它們多是在10公里到30公里這一範圍內；然而往往震源的深度有在10公里以下的，但是在30公里以上的却極少見。由此可見，震源主要地在堅硬的地殼內。

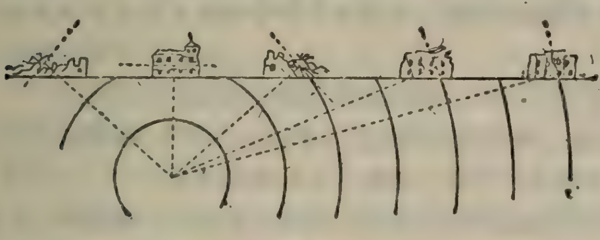


圖 218

震域　震動傳播區域的大小，首先決定於震源的深度。由觀察已知，如果震源不深，即在劇烈的地震時，震動區域是不會太大的。但是震源很深時，即使地震很弱，而震動的傳播區域却是很大的。例如，1884年查勒士敦的地震，它的震源很深，震動的傳播區域達 2,000,000方公里。1891 年施瓦布地震的震源深度很小，震域共有 800 方公里。

1755年里斯本地震的震域最大。據計算這個震域超過歐洲面積兩倍。1887年威爾尼地震的震域也非常大，長達1,600公里，寬達960公里。但是不應該忘記，我們在這裏所講的是震動力强弱都包括在內的震域。至於引起破壞的劇烈震動的震域，那是相當小的。例如，1887年威爾尼地震的震域達幾千萬方公里，但是地震災害最劇烈的區域只有$\frac{1}{270}$。

地震烈度標度　如前所述，地震力是不同的，測定地震的烈度有兩種方法。第一種方法，也是最簡單的方法，是使用地震烈度標度，這種地震烈度標度是根據地震給予人們、周圍物體、建築物、地球表面的作用，用級數表示地震力的。羅西、佛列爾的十級地震烈度標度是最通用的地震烈度標度之一。

1．只有用精密的儀器才能發現出來的震動。

2．儀器和處在安靜狀態的某些人們才能發現的震動。

3．處於安靜狀態的大多數人能感覺出來的震動。

4．一切人們都感覺地盤微微震動。窗上的玻璃發生震音。

5．由一切物體的微動所感覺出來的震動。傢具、床及其他大物體微動。門鈴發聲。

6．震醒一切睡覺的人。小鈴發聲。有擺的鐘停止。樹沙沙作響。

7．物體顚覆。大鈴發聲。

8．煙囱倒落。石牆產生裂縫。

9．某些建築物部分或整個破壞。

10．普遍的破壞。地殼產生裂縫和斷層；山崩和地陷。

根據羅西、佛列爾地震烈度標度，一切非常劇烈的地震都用十級表示之。但是這些非常劇烈的地震，在烈度上也是不同的，因之有必要製造十二級地震烈度標度。默卡利、肯肯尼地震烈度標度是十二級地震烈度標度的例子，這個地震烈度標度的前九級和羅西、佛列爾的相似，而其後分爲三級（十、十一、十二級）。

11．許多建築物破壞。許多人犧牲。地殼產生裂縫，山崩等。

12．石造建築物完全破毁。粗大的石造橋柱（橋台）破壞，鐵筋建築物破壞。堤壩完全破壞。地殼產生很寬的裂縫，無數的地陷和岩崖崩坍。

13．一切都破壞，甚至抗震性最强的建築物（甚至木造房屋）都破壞，岩石地盤產生巨大的水平斷層和垂直斷層，無數的大塊山崩，岸崩以及發生於廣大地區的其他現象。

根據上述地震烈度標度測定地震力有一個缺點，就是每種情形的等級的測定都是很主觀的。在日常生活中我們都很熟悉，雖然是同樣的情形，但是不同的人所測定的結果是不同的。因此，爲了精密測定地震烈度，就需要使用儀器。

研究地震用的各種儀器　有擺的普通掛鐘是測知地震這一事實及震動開始瞬間的簡單儀器，這種有擺的掛鐘當受到第一次衝擊時就停止不動。爲了使鐘在受到微弱的衝擊時便能停止不動，就使用一種特殊的易於不安定的擺錘，這個擺錘

當受到第一個衝擊時就脫落下來，鐘就停止不動。把碟子底朝上，放在幾個杯子上，這是非常簡單而又機巧的儀器（圖 219）。在一個底朝上放在幾個杯子上的碟子裏，注入水銀。不太大的裂口使水銀能在儀器震動時流入某一個杯子裏。這一非常簡單的儀器不僅使我們能够測知地震的事實，還能測定震波的方向以及推斷震動力的强弱。

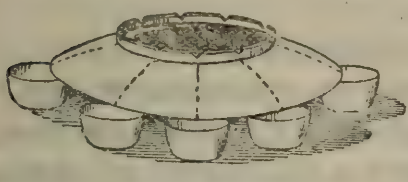


圖219　舊地震儀

但是所有這樣的儀器，在今天只具有歷史的意義。總稱爲**地震儀**的那些現代儀器，不僅能測知最微小的震動的事實，同時還能把這些震動記錄下來。我們現在稍爲詳細地來講一下地震儀的構造原理及其記錄的方法。

地震儀　每一個地震儀的主要部分，是垂直裝置或水平裝置的擺(圖220—1)。用於記錄地震震動的垂直擺必須很長（15—20米），擺錘必須很重（約幾百公斤）。由於擺很長很重，所以凡是地殼和懸擺地方所遭受的震動，擺都不遭受。擺錘下面有一個長針。在地殼震動時，不動的長針在鋪在下面的紙上劃出地球表面震動的複雜曲綫。如果此時使紙作等速運動，那麽在紙上就劃出便於「認讀」的曲綫。時間也在這個運動的紙帶上被記錄下來。現代的擺用由擺鏡反射出來的光綫進行記錄。由擺鏡反射出來的「反射光」投向感光紙。應用這種光綫記錄能够測知肉眼完全辨認不出的運動〔註〕。

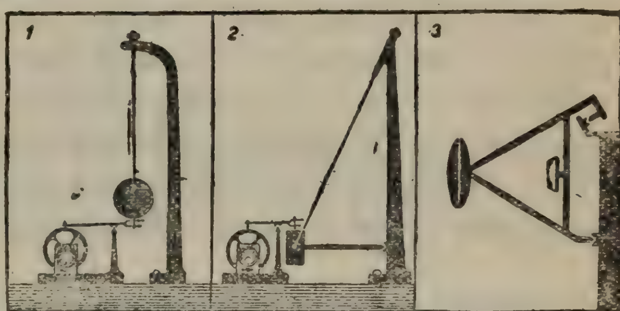


圖220　有水平擺或垂直擺的地震儀

水平擺按其構造原理來看可以比作以樞紐開閉的的窗戶。不消說，儀器製造得非常精密，摩擦最小。根據插圖（圖 220 的 2 和 3）能很容易地了解水平擺的梗概。

地殼發生很小的震動時，擺的垂直支柱就震動。在垂直支柱的每一震動時，水平擺的重心點就移動，擺就馬上開始作往復的擺動。在這裏也是用擺鏡反射出來的光綫記錄震動。

水平擺的最大缺點之一是它具有固有振動，這個固有振動由於慣性作用，即使地球表面的震動已經停止了，但是它還不停止。爲了消滅擺的固有振動，使用各種不同的方法（油、磁性安定器等）。最現代化的地震儀是蘇聯浦耳柯夫天文台發明製造的，浦耳柯夫天文台把這種地震儀供給了世界上一切優秀的地震研究

〔註〕距離很遠的羅鐘的微弱的擺動，把「反射光」的擺動擴大許多倍。

站使用。

地震儀按裝在石基上，這個石基固定在很深的地窖底部。只有這樣裝置，火車、電車行駛、波浪拍岸等所引起的地球表面的震動，才不能傳給地震儀。

精密的地震儀能「記錄」下地球上所發生的一切地震，甚至是發生於最遠處的地震。

地震圖 現在我們來講地震圖，即地震計所作的記錄。

大家想像一下看，在地球表面非常遙遠的某一點（在地球的另一邊）發生了地震，表現爲一個很小的衝擊和兩個非常劇烈的衝擊。這一個發生於地球另一邊的地震（根據通過地球內部的直綫計算，離我們有10,000—12,000公里），從發生了地震時起經過20分鐘後，就被我們的地震計記錄下來了。在地震計的記錄（所謂地震計圖）上，我們看見一條特殊的曲綫，這條曲綫告訴我們一個小的衝擊和兩個劇烈的衝擊（圖221的Ⅰ）。如果注意到距離（沿直綫10,000—12,000公里），那麼震波達到我們這裏的速度是每秒鐘9—10公里。

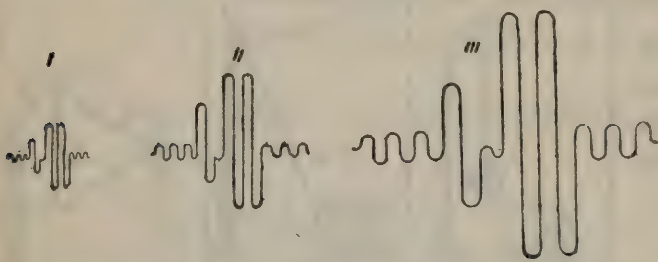


圖221 簡略的地震圖（表示一個微弱的衝擊和兩個強烈的衝擊）。
Ⅰ—縱震波的記錄，
Ⅱ—橫震波的記錄，
Ⅲ—沿地殼傳播的震動的記錄。

但是地震儀的記錄並還不止於此。十三分鐘後，地震計又記錄下同樣的震動，這些震動只是振幅大些，週期較長（圖221—Ⅱ）。這是該地震的第二個「通報」。很明顯地，它是經過同樣路程，即通過地球內部傳來的，而速度較小（每秒約5公里）。但是還沒有完結：一個半鐘頭以後地震儀第三次「記錄」下該地震，只是振幅更大，週期更長了（圖221—Ⅲ）。對於地震的研究以及對於我們三次記錄下來的地震圖的分析，使我們得到了下列重要的結論。第一個記錄，是所謂縱波震動，它以最大的速度通過固體傳播。這樣，縱波就傳來了地震的第一個消息。

第二個記錄，是橫波震動，它的傳播速度幾乎比縱波的速度慢一倍〔註〕。

第三個記錄，是經過了更遠路程的震動：以每秒3—3.5公里的速度通過地殼。

這樣就傳來了該地震的三個通報。因爲地球上的地震很多，並且地球上的地震的性質比之我們的例子極爲複雜，那麼不言而喻，讀解地震圖是一件很不容易的事情，要有高度熟練的技術。因此，我們插圖所引用的不是實際的記錄，而是經過整理、非常簡化了的地震圖。

〔註〕根據計算，縱波速度對橫波速度的比是$\sqrt{3}$:1.

震源的測定　測定震源這一課題是比較簡單的。事實上，它類似於普通的算術題：兩個點同時由一點A出發，以不同的速度向B點運動。已知各點的運動速度，並且指出運動慢的一個點遲到了多少時間。現在對我們來說，這不是兩個點，而是兩個波（具有一種速度的縱波和具有另一種速度的橫波）。地震圖精密地表現出第一波和第二波到達時間之差。不言而喻，在這裏計算是比較複雜的，因爲必須考慮許多其他因素的影響。

測定了到達震源的距離之後，用比例尺取這個距離作半徑，以研究站爲中心點，在地球儀上畫一個圓。已知震波是從那一方面傳來的，就能夠大約地測定震源的所在。爲了測得更精密起見，我們便利用其他研究站的材料，同樣方法以各研究站爲中心點畫圓。三圓相交的點正是發生地震的地點。不言而喻，每一個研究站所得到的關於地震的材料，是立刻用無綫電或電報通知其他研究站的。

地震的原因　地球表面的震動可能是由各種不同的原因引起來的。重物體（火車）運動、大物體倒落引起很小的震動，是每個人都看見過的。在劇烈的山崩時成千成萬噸岩石崩倒，引起非常劇烈的震動，致使建築物破壞。在强大的爆炸時也能發生這樣的震動。但是由於山崩和爆炸所引起的一切震動，通常它們的傳播區域是不大的，它們的震動力比起災難性大地震的震動力，是十分微小的。

地質學家研究了大地震的性質及其地理分佈，得到了下列的結論：

1．地震在地球表面上的分佈是規則的，是沿着一定的綫，這種綫通常叫做地震綫。

2．地震綫在大多數場合和地層變位綫（和褶曲軸的方向以及斷裂綫）是一致的。

3．最强烈的地震和最年輕的地殼構造破裂綫是一致的。

4．在岩層沒有破裂的地區，幾乎很少發生强裂的地震。

所有這些結論非常明確地給我們證明了，地震的起因和造山運動（即和褶曲和斷層的形成過程）有着密切的關係。因此這樣的情形是不足爲怪的：所觀測到的所有地震的90%以上都是在褶曲山及其麓陵（Foothills）地區。正是在這裏一直到現在，還繼續發生着岩層的彎曲、伸長、斷裂等作用，因之引起了鄰近地殼的震動。在形成裂縫的瞬間（在彎曲及其他破裂時）還伴隨着劇烈的衝擊和震擊，致引起震動。由於在應力最大的地方形成新的裂縫能引起震動，結果產生衝擊、震擊和地殼的震動，這是在地震時通常看到的現象。僅僅表現爲一個地下衝擊的地震很少有。通常是許多衝擊和震擊很迅速地一個接連一個而來。此時往往第一個衝擊的力量不很大（這種衝擊特稱爲「豫震」），而其次的許多衝擊的力量就很强大，引起巨大的破壞〔註〕。

由上述可以很明顯地看出，所有劇烈的地震都是由地殼構造方面的原因引起

〔註〕在冰川上形成冰隙時，也發生同樣的現象，只是相當微弱。在這裏即使形成不太大的裂縫，也能引起劇烈的震擊和震動。

來的。這種地震有別於其他地震，叫做斷層地震。除斷層地震之外，還有由於各種山崩的結果而發生的地震。如前所述，這種地震的特徵是力量微弱，震動傳播面積小。地質學家把山崩引起的地震，叫做陷落地震。

往往在火山噴發時發生地震。但是這種地震大部分也是力量微弱，傳播面積小。這種地震是由於岩漿排出的氣體爆發而造成的，叫做火山地震。

地震的分佈　如前所述，地震在地球上的分佈是極爲不均勻的。這種情況從下列材料可以看出來。發生於地球上的所有地震之中，約有50%屬於一個巨大的山帶，這個山帶綿延歐亞兩洲，從比利牛斯山脈到喜馬拉雅山脈（所謂阿爾卑斯——高加索——喜馬拉雅山帶）。第二個地方是太平洋沿岸，這裏的特徵是地震次數多（太平洋沿岸山脈和山島地帶）。不難看出，幾乎所有的地震區域都是在地球上的兩個地區：（1）阿爾卑斯——高加索——喜馬拉雅山帶；（2）太平洋沿岸山脈和山島地帶。不論在第一種情形，或是在第二種情形，地震區域都是在地球上最年輕的山帶。多震地方接壤着的是廣大的幾乎沒有地震的地區。東歐平原和西部西伯利亞平原是這方面的例子（圖222）。



圖222　地震分佈圖

地震的地理後果　劇烈的地震，除了破壞建築物之外，還引起地球表面的劇烈破壞。最常見的破壞是：裂縫、斷層、地層滑動、地陷、山崩。

在地震時往往發生裂縫。甚至可以說，在任何大地震時，都產生裂縫。在同一次地震時所產生裂縫的大小和方向是極不同的。例如，在喀拉布里亞地震時（1783年），有一些裂縫長達幾十米，另一些裂縫長達幾百米（長達1.5公里，寬達1.5米，深達6米）。上述喀拉布里亞地震時所產生的裂縫的方向也是不同

的。在威爾尼城（1911年）地震時有一個裂縫長達50公里，寬達8米。

有時從裂縫湧出水流和泥流。這樣的現象發生於這樣的情況，即當蓄水層位於不太深的地方時。有時泉水變成了噴泉，有時泉水就乾涸了。這種現象大多數是和某一部分地殼的陷落有關的。

在劇烈的地震時，沿着裂縫發生斷層和地層滑動，即一部分地殼在垂直方向或水平方向沿着斷裂綫移動。1891年日本地震時生成於中部日本的極特奇的斷層，是一個很好的例子。斷層的高度有些地方達7.6米。1899年阿拉斯加（雅庫達特灣）地震時形成的斷層，達到更大的規模。在這裏一些地盤上昇達16米，另一些地盤下降達4米。規模最大的一次是1906年舊金山地震時所發生的斷層和地層滑動，長達305公里，垂直位移1.3米，水平位移達7米。這個斷層和地層滑動的裂縫，幾乎保持着直綫的方向，並且和太平洋海岸相平行。

由上面所引的例子能够明顯看出，地震除了震動之外，對地球表面的形狀有很大的影響，同時對於地下水和地面水也有很大的影響。

造　陸　運　動

海岸綫的變動　還在十八世紀初就發現了，以前位於波羅的海瑞典沿岸的許多古代港口，現在變成了離海岸很遠的城市。同時也看到了，許多舊漁港（也是波羅的海沿岸的），現在變得水淺了，以致不得不捨棄它們，以前水手們很熟悉的許多危險的暗礁，變成了露出水面的岩堡。所有這些事實使我們得到一個認識，即波羅的海面在逐漸下降着。

從那時以來經過了相當長的時間。在這個時期內積累了許多能說明海岸綫移動的新事實。例如，除海的退縮以外，還發現了許多海侵的事實。以後，用比較精密的觀察確定了，相鄰地區的海面上昇（或下降）的高度往往是不同的。以後又發現了這樣一種情況，即在同一個海的範圍內，一些海岸上昇了，另一些海岸下降了（北海、地中海、墨西哥灣等）。最後知道了這樣一種情況，即海岸的一定區域在一定的歷史時期內有時是連續上昇，有時是連續下降。由上述可以明顯看出，只以海面的變動是說明不了海岸綫變動的一切事實的。必須承認有一種特殊的非常慢的垂直地殼運動存在。某一部分地殼的緩慢上昇和下降，通常叫作造陸運動。

現在我們研究幾個造陸運動的例子。

紀元後初年（到四世紀）在那不勒斯灣海岸（在現在的那不勒斯市近郊）上曾經建築了一座桑比得•西拉俾斯廟（Jupiter serapis）。現在保存下來的只是三個垂直立着的大理石柱，柱基浸在海水裏。每一個石柱，被生活在海裏的穿孔軟體動物剝蝕竟達$5^1/_2$米（從現在的海面計算）。這種情況是這些柱子曾浸溺在海裏的無可置疑的證據。近處的橋拱上也保存着曾浸入海面以下的痕跡。上述事實的研究證明了，四世紀（公元後）稍前建築在海岸上的廟，以後慢慢地沉沒到海

裏。在沉水最大時期（十一十二世紀左右）柱子有9米是在水裏。從十五世紀末開始了緩慢的上昇，上昇到這座廟又露出在陸地上，以後又開始了新的下降，一直繼續到現在。在十五個世紀裏海岸向上移動和向下移動總計約有12米。

在東非的蒙巴薩，能够看到還是在1696年就已被破壞了的堡壘的廢墟。廢墟高出海潮帶4—5米。但是廢墟密密地蓋滿着無數的牡蠣貝殼，這些牡蠣是以前長在這個廢墟上的。這就是說，堡壘廢墟曾長時間存在於海面以下。研究證明了，廢墟沉沒在海面以下的期間爲三個世紀，以後又露出到海面上。在這裏海岸綫的變動垂直距離達10—12米。

造陸運動的進行通常是很慢的。我們從在波羅的海沿岸所作的精密觀測中引一些材料。在卑爾根城附近，在一個世紀內海岸上昇了0.3米。芬蘭灣北海岸一個世紀內的上昇速度爲0.6米，波的尼亞灣一個世紀內的上昇速度爲1—1.2米，等等（必須指出在一個世紀內上昇1.5—2米是極少有的）。

根據歷史紀念物比較正確地確定海浸的時間和規模的可能性是很小的。往往必須利用各種自然物的「標誌」。在這些標誌之中，首先應該提出**海岸段丘**來。

大家都知道，在拍岸浪的影響下沿着高海岸形成水下平台。在上昇運動時，水下平台和它周圍的海岸一道上昇到海面之上，形成我們已講過的海岸段丘（圖223）。在海岸再繼續上昇時，能陸續形成其次的許多段丘。結果，高的海岸就具有一種階梯台地的性質。有這樣段丘的海岸相當多。黑海和裏海的高加索沿岸是很好的例子，這裏的段丘的高度由20米到160米。在斯堪的那維亞半島的大西洋沿岸，海岸段丘特別發達。在這裏最上層段丘高出海面100—150米，或200米。



圖223 海岸段丘

在個別的、當然是在非常少的場合，還有更高的段丘（南美法爾巴萊索市的段丘高400米）。

露出地球表面的珊瑚構造物、牡蠣礁、北冰洋沿岸的岸洲〔註〕等都是海岸上昇的很好的標誌。

海岸地盤的**沉降**是很難認出來的，因爲以前的海岸和段丘降到海面以下，只有利用測量深度的方法來發現它們。海岸綫彎曲分裂是海浸的最好標誌，關於它我們在後面還要詳細地加以說明。

我們已經講過的沉到海裏的海岸段丘，也是海浸事實的標誌。

大陸內部的造陸運動 如果造陸運動在海岸上很難發見，那麼在大陸內部就更難發現它們了。但是即使在離海很遠的地方，也能發現劇烈的造陸運動。

由於流速的增大，河流發生强烈的侵蝕作用，這是大陸內部地盤上昇的指

〔註〕被河流運到北冰洋並被波浪推到海岸上的林木。

標。結果，形成有段丘斜坡的深河谷。例如，在中部西伯利亞台地，河谷深在200—300米以上，段丘數達10—15級以上。當地盤上昇時，除了產生深的河谷以外，雛谷和山峽也發展得很快。烏費木高原、包烈諾一巴道里台地和沿伏爾加台地等是很好的例子。

在山地，除了侵蝕很深的河谷和段丘以外，斜坡的階梯性質也是長時期陸地上昇的標誌，這種情形在蘇聯北烏拉爾區域表現得很明顯（圖 224）。由於陸地上昇的結果而發生的段丘形成過程，根據插圖(圖 225)是很容易瞭解的。

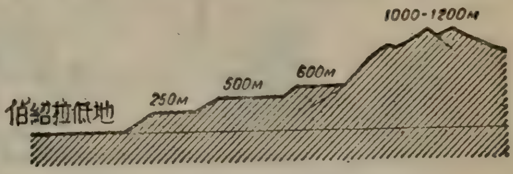


圖224 北烏拉爾山脈西部的階梯性斜坡

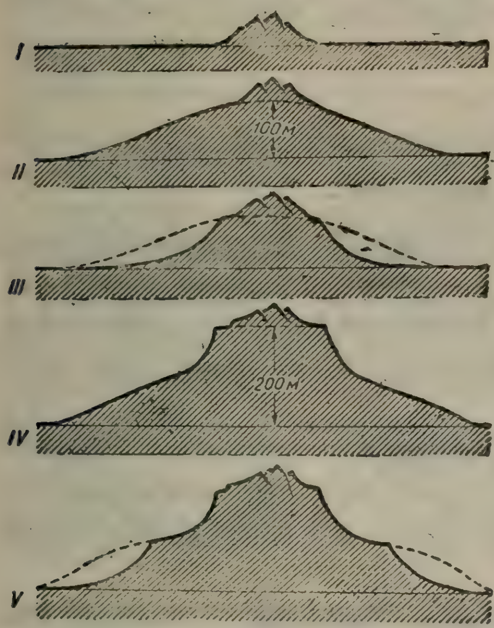


圖225 在地盤上昇時形成梯階性斜坡的幾個階段

I. 原來的狀態， II. 第一次上昇， III. 斜坡的侵蝕， IV. 第二次上昇， V. 斜坡的侵蝕等等。

河流冲積層以及其他冲積層的厚度日益增大，這一點是大陸內部地盤下降的指標（如沿庫班低地、裏海沿岸低地、西部西伯利亞的庫倫汀草原以及其他許多地方的厚冲積層）。

現代造陸運動的分佈 在插圖（圖 226）上很容易看出，沿海岸地盤上昇運動特別廣泛地分佈於大西洋北岸和北冰洋沿岸（不列顚羣島、芬·斯堪底亞、拉布刺達半島、哈得遜灣、從波羅的海到拉普底夫海的歐亞兩洲的北海岸、新地島、格陵蘭島西部沿岸等)。指出這一點是非常重要的：地盤上昇幾乎完全發現於遭受過第四紀冰封的地區。至於下降運動的地區，在以前曾被冰封的地方是幾乎看不到的。

由於陸地下降而引起的造陸運動，在三個地中海式海（羅曼斯地中海、美洲地中海、亞洲地中海），歐洲的比斯開灣、英吉利海峽、多維爾海峽、不列顚羣島的海灣和江灣、以及部分北海沿岸，北美洲的美國及其他國家的東部沿岸等區域都是很顯著的。不難看出，上述地中海式的海的沿岸和島嶼的特點，就是它們的變動性很大，所謂地中海式的海也就是火山作用、地震現象和青年期造山運動分佈很廣的海。

造陸運動的原因 在研究現代造陸運動的分佈情形時，我們曾注意到由於造陸運動而上昇的北部地區和古代冰川之間的關係。在南美南部也發現同樣的情



圖226 造陸運動分佈圖

形。很明顯地，這個關係不是偶然的。在第四紀冰期，南美南部覆蓋着很厚的冰層，冰層有時厚達2,000米或2,000米以上。這樣的重物自然能够使覆冰很厚地區的地殼下沉。以後冰融化了，此外，在冰期內冰由此處運走岩層、砂礫以及其他破壞生成物等大量的物質。由於重物劇烈減少的結果，那一段地盤便開始上昇，這個上昇一直繼續到現在。

同樣的原因也能使崩壞了的古老山地和丘陵上昇。崩壞及崩壞生成物被從山上運走，逐漸減少那一段地盤所負的重量，致引起地盤上昇。我們舉沿伏爾加台地的上昇、北烏拉爾的上昇以及其他情形作例子，這些上昇了的台地都有着階梯性的斜坡。

崩壞生成物被從山地沖流到冰川沖積層地區和饞凌地區，在這裏就發生相反的作用，即陸地沉降，這種情況就部分地證實了我們所引用的假說的正確性。關於陸地下降的地區的例子，我們已經引過了。只補充一點，沿庫班低地的第四紀地層厚達100—200米，庫倫汀草原的地層厚達200—300米。

不能認為上述造陸運動的原因是唯一的原因。在地中海式海的區域裏各處地殼廣泛發生昇降運動，這使我們有理由去推想，也存在着地殼構造方面的原因。有很多論據充足的假說都認為，某一地區的山地的上昇就引起鄰近地盤的下降。

造陸運動的地理意義 即使大陸沿岸發生很小的昇降，也能引起地理條件發生很大的變化。例如，在陸地上昇時，淺海地區底部變成了陸地，海灣變成了瀉湖和湖，島嶼變成了半島，等等。在相反的運動，即陸地下降時，一部分陸地變成了海的一部分。在前後兩種情況下，海岸綫都發生很劇烈的變化。

過去的造陸運動，在廣大的平原和淺海地區的形成上，曾起了特別巨大的作

用。例如，廣大的西部西伯利亞低地僅僅是在第三期後半期經過陸地上昇運動之後才變成了陸地的。接壤於亞洲北岸的大部分的海，在第四紀初期還是大陸北方的繼續，只是以後才變成了海，等等。

褶曲和斷層的形成(造山過程)

褶曲和斷層的形成過程決定着地球上絕大多數山脈的生成。這一種情形使若干學者有理由把褶曲和斷層的形成過程，叫做造山過程〔註〕或造山運動。

地層的正常狀態與凌亂狀態　在大陸和島嶼各地所做的無數次的研究證明了，地球表面大部分是由沉積岩組成的。同時發現，在平原地區沉積岩層往往是水平地叠累着的，即它們是按當初沉積到水底時的順序叠累着的。這樣的地層叫做地層的正常狀態。

但是山地方面的情況就不同了。山地的岩層通常是傾斜的，彎曲成褶曲，破裂生成裂縫，也有沿着裂縫綫移動的。在這幾種情況下，地層的正常位置在某種力量的作用下就被破壞了，這在地質學上，叫做地層變位。

地層變位的主要形狀　關於地層變位的各種形狀，在地質學裏研究得很詳細。在這裏，我們只講一講主要的形狀。

地層發生簡單的彎曲，其向上的凸出的部分叫做背斜，向下凹陷的部分叫做向斜。一個背斜和一個向斜結合到一起，構成一個褶曲（圖 227 的 I ）。從形狀上來看，褶曲是有各種各樣的。首先按彎曲的程度，褶曲分爲：微彎褶曲和險峻褶曲（圖 227 的 II ）。然後根據傾斜程度分爲：正褶曲或直立褶曲、斜褶曲和偃臥褶曲（圖 227 的 III ）。

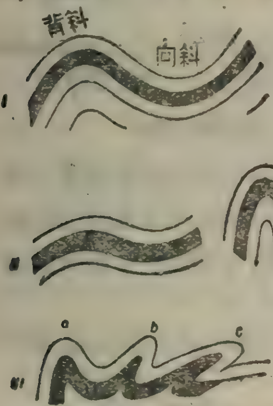


圖227　褶　　曲

把一個向斜或一個背斜分爲兩個大約相等部分的面，叫做軸面。沿褶曲頂部的脊綫，叫做褶曲軸（圖 228 ）。

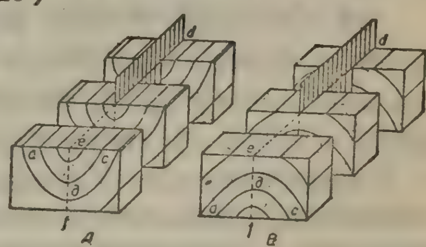


圖228　軸面和褶曲軸

向斜軸面或背斜軸面把向斜或背斜分成兩部分，這兩部分叫做褶曲的兩翼。

單個褶曲在自然界裏是很少有的。往往它們是成羣排列着的，形成褶曲地

〔註〕嚴格地說起來，這是不完全正確的，因爲山不僅是由於褶曲和斷層而形成的，同時火山作用、侵蝕作用的結果也會形成山。

帶。由於風化作用，冰川和流水的作用，褶曲地帶的表面遭受着劇烈的破壞和侵蝕。在地層剖面圖上，點綫表示褶曲被侵蝕的部分（圖 229）。到現在爲止我們考察了由於地層彎曲所造成的形狀。但是除了這些形狀之外，還有許多形狀，它們是由於地層斷裂以及地層沿斷裂綫移動而造成的。斷層和地層滑動是屬於這一類的。

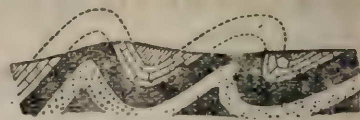


圖 229

地層沿裂縫綫在垂直方向或近於垂直方向的一切變位，叫做斷層（圖 230 的 I）。沿露頭考察一個露出很清楚的地層，根據露頭可以認出斷層來。在斷層的地方地層突然斷開，在斷開的平面上出現了另外的地層，而以前的地層的繼續或者在它的上面，或者在它的下面。

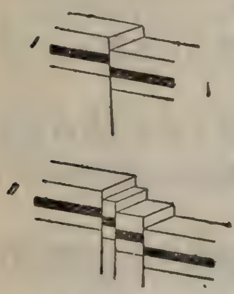


圖230 斷 層

發生斷層的裂縫，叫做斷層面。在斷層時斷開的層的兩端，叫做斷層的兩翼（下降翼和上昇翼）。地層在斷層面上的變位的大小，叫做斷層幅。（斷層幅極不相同：從幾厘米到幾百米。）斷層面的方向或是垂直的，或（往往）是傾斜的。在斷層面是傾斜位置時，應該分別出，斷層面向那裏傾斜。如果它向下降翼方向傾斜，那麼這是正斷層。如果斷層面矗立在下降翼之上，那麼這樣的斷層，叫做逆斷層。

當斷層是沿着一個斷層面（裂縫）發生的，那麼這是簡單的斷層。但是往往有這樣的情形：許多個斷層，地層的位置是逐次下降的（圖 230 的 II）。這樣的斷層叫做梯狀斷層。

斷層幅很大的斷層在地球表面上形成相當大的斷崖。但是傾斜急的斷崖很快地就崩壞了。斷崖也就變成了傾斜緩的斜坡了（圖 231）。



圖231 斷崖及其變化

凌亂狀態的地層位置的確定 凌亂狀態地層的最簡單形式是地層向某一方面的傾斜。勘察者首先必須確定地層的傾斜度、傾斜對地平的關係。地層的傾斜度就是地層的傾斜角或（用地質學家的言語表現時）地層傾角的大小。傾斜對地平的關係，亦即地層走向，要根據羅盤儀來測定（方位角）。

爲了能更清楚地瞭解這些概念，取一個普通的製圖板，倚幾本書放着，使製圖板佔某種傾斜位置(圖232)。如果在這個製圖板上注幾滴水，那麼水就沿着製圖板最大的傾斜角綫流下。這個最大傾斜角綫就是製圖板的傾斜綫。用同樣的方法也能夠測定地層的傾斜綫。地層傾斜綫和地平面所成之角，叫做地層傾角。垂直於地層傾斜綫的綫，叫做走向綫。走向綫方向和地平的關係，正是地層走向。確定了傾斜綫和走向的位置以及傾角，我們就能夠精密地確定出地層在空間裏的位置。使用地質羅盤儀這個非常簡單的儀器就能夠求出這三個要項來。地質羅盤儀和一般羅盤儀不同的是：它有一個小鉛錘和一塊平板。在測定

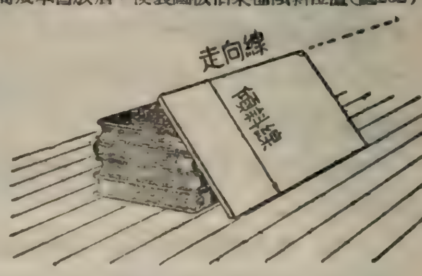


圖 232

傾角的時候，就把平板和被研究的地層面合對起來。那麼小鉛錘就表示出傾角的大小（圖233）。有時不使用傾角的精密數值，而用文字敘述簡略的傾斜情況，以表示地層的傾斜狀態。例如，傾斜在 15° 以下的地層，叫做微傾斜地層；傾斜在30°以下的，叫做緩傾斜地層；傾斜在75°以下的，叫做強傾斜地層，傾斜在80°以下的，叫做急傾斜地層；傾斜在90°以下的，叫做直立地層；最後是逆豎地層。

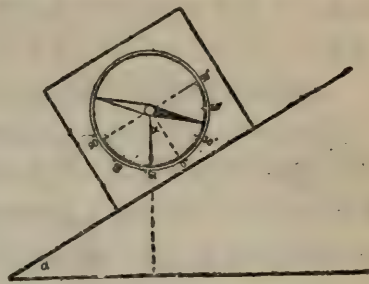


圖233　使用地質羅盤儀測量地質的傾角

關於地層位置的記錄通常是非常簡短，但是却相當精密。走向NW345°，傾斜：傾角35°，或簡作∠35°。然後我們使用分度規和尺，在地圖上記上地層的位置。在地圖或詳圖上，通常是使用一定的符號來表示地層的位置，同時記上該地層的走向和傾斜的數值（圖234）。

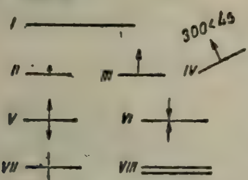


圖234　表示地層位置的幾種符號：

Ⅰ—水平地層；
Ⅱ—箭頭表示地層的傾斜方向，垂直於箭頭的綫表示走向綫；
Ⅲ—與上同，只是箭頭的長短概略地表示傾角的大小（傾斜越大，箭頭越短）；
Ⅳ—與上同，另記有走向和傾斜的度數（方位角）；
Ⅴ—背斜；　Ⅵ—向斜；
Ⅶ—地層的垂直位值；
Ⅷ　斷層的位置。

測好了地層的位置，把它們記入地圖上，那麼我們就得出一張比較清楚的地層變位圖。

褶曲山　地球上分佈最廣和最高的山是褶曲山。由一種褶曲（背斜）構成的山，在地球上是比較少有的。大多數的山是由許多平行排列的褶曲組成的。不僅如此，在長度方面通常褶曲比山脈短許多倍，因此在一條山脈綫上就有若干個褶曲。

褶曲的形狀本身就大大地決定了褶曲山脈的伸長形狀。的的確確，大部分褶曲山有着獨特的伸長形狀（烏拉爾、大高加索、科的勒拉等山脈）。

褶曲山通常是由許多平行排列的山列組成的。在大多數場合，山列互相距離很近，山麓匯合，形成一個廣大的山脈。山脈綿延幾百公里，有時幾千公里（高加索山脈約1,000公里，烏拉爾山脈在2,000公里以上）。往往大山脈是弧形的。很少是直綫形的。阿爾卑斯山脈、喀爾巴阡山脈、喜馬拉雅山脈是弧形山脈的例子，比里牛斯山脈、中央高加索山脈、烏拉爾山脈、安第斯山脈南部等是直綫山脈的例子。

褶曲的外形和排列首先決定於引起褶曲形成過程的力的性質和方向。例如，當力由一面作用時，褶曲是向這個力的作用方向彎曲。當力由兩面作用時，生成的褶曲是比較成直綫形的。如果壓力不停止作用，那麼在第一個褶曲形成之後，就生成第二個褶曲，以後又生成第三個，等等。結果，形成一系列的褶曲。

對於形成於自然條件下的各種褶曲的研究證明了，各種岩石對於彎曲的抵抗力是不同的。例如，各種片岩甚至在彎曲相當大時也不斷裂，但是石灰岩在同一條件下，一遭受到彎曲就斷裂了。同時發現，岩石能够彎曲而不斷裂的能力，是隨着深度而增大的。很明顯地，在這裏，在深處佔統治地位的高溫高壓是起着決定性的作用的。在實驗室裏做的實驗證實了這個道理。例如，大理石的碎屑在强大的壓力的作用下變成了一個緻密狀的塊體，具有了和在遭受壓力作用時裝着它們的容器同樣的形狀。大理石板在强大的壓力和溫度約 300° — 400° 時，就變得像金屬一樣容易彎曲。

根據這些情況，我們有根據推想，現在存在於地球表面的絕大多數的褶曲，以前是在高壓下生成於很深的地方，以後上昇到地球表面上。隨着上昇的程度，褶曲的上層部分崩壞了，生成於很深地方的褶曲就露出到地球表面上來了。

塊狀山或斷層山　地殼上有許多地區，由於各種原因，失掉了能够彎曲而成褶曲的能力。這些地區在地殼發生造山運動時，就產生裂縫，斷裂成許多部分，或斷裂成許多塊。此時一部分地殼上昇了，一部分地殼下降了。斷層和斷層之間的高出地段，叫做地壘；斷層和斷層之間的下降了的地段，叫做地塹（圖235）。地壘和地塹互相交錯，往往形成一種山地，這種山地有別於褶曲山地，叫做塊狀山地。阿爾泰山、天山、外貝加爾山是塊狀山的例子。貝加爾湖、伊守克庫里湖、坦干伊喀湖、路德福湖等的湖盆是地塹的例子。

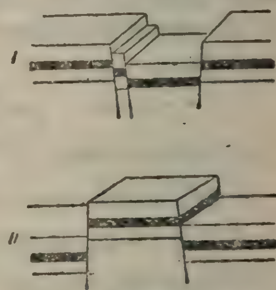


圖 235
I—地壘；　II—地塹。

我們來研究一下阿爾泰山發展史的幾個主要階段。首先在現在的阿爾泰山地方（在古生代末期）生成了很高的褶曲山地。以後，各山逐漸崩壞了，山地變成了丘陵起伏的平原。在第三紀時，這個平坦地區在地球內力作用下，斷裂成了許多部分，一些部分上昇了，另一些部分下降了。結果生成了一種複雜的山地，諸山脈的方向各不相同（圖236）。



圖236　阿爾泰山脈圖

斷層褶曲的生成原因　對於褶曲形狀的研究、對於褶曲排列情況的研究，以及其他許多材料都說明着，褶曲是由於非常强大的側面壓力作用或側面壓縮的結果而生成的，即在水平力的作用下而生成的（或者根據地球是球形的這一點更確切些說，是在切綫方向的力的作用下生成的）。

水平力作用的結果能够生成各種褶曲這一事實，已經在實驗室裏所做的實驗完全證實了。把塗有各種顏色的粘土層累疊起來，由於從兩側壓縮的結果，就生成了褶曲。壓縮薄鉛板、紙張、織物、毛氈以及其他能够彎曲的物體，也能得到同樣的結果。同樣的實驗證明了，在同樣大的側面壓力作用下，地層的薄層部分具有比較强大的褶曲率，生成佔優勢多數的偃臥褶曲。當堅固的地層和可塑體的地層接觸時，這時可塑體的地層的褶曲率就更大了。

如果說褶曲的形成主要決定於水平方向的力，那麼在形成塊狀山時，基本的原因主要是垂直方向的力。後一種情況在考察斷層圖時就很容易瞭解。在自然界裏，根據地層沿斷層面的移動，能够發現出垂直運動的痕跡。關於產生這種運動的原因，我們留待後面再講。

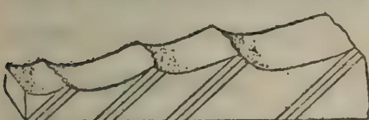
在外力作用下褶曲山和塊狀山的變化

露出到地球表面上的褶曲，在風化作用、流水的作用、冰的作用以及其他營力的作用下，馬上便開始崩壞。背斜（褶曲中露出最高的部分）首先崩壞。褶曲的彎背部分所特有的那種容易罅裂的性質，就更促進背斜迅速破壞。因此當褶曲崩壞時，在背斜的地方往往形成谿谷，而在向斜的地方形成山脊。褶曲的傾斜越急，背斜的崩壞就進行得越劇烈。結果，所看到的山地的形狀遠非當初的構造形狀，即由背斜和向斜所造成的形狀。

傾斜緩的褶曲通常崩壞得比較慢。除了傾斜緩這一條件之外，岩石的硬度也妨礙褶曲的迅速崩壞。比較堅固的岩石崩壞得慢，比較不堅固的岩石崩壞得快，這是周知的事實。結果，在比較堅固的岩石積壘的地方，形成了山脊和山嶺；在不堅固的岩石積壘的地方，便形成了谿谷（圖237）。


圖237 褶曲山地的崩壞

當山脊和山嶺是生成於背斜的翼上時，通常地層僅向一個方向傾斜。這樣的山脊的構造，叫做單斜構造。生成於已經崩壞了的背斜的翼上的山脊和山嶺，叫做魁斯達(Cuesta)，或叫做魁斯達山脊，魁斯達山嶺（圖 238）。兩斜坡的不對稱，是魁斯達的特徵。魁斯達地形在各大陸上的分佈都很廣。高加索山的北麓是一個例子。


圖238 魁 斯 達

塊狀山的崩壞情形稍為不同。在這裏，斷層面所形成的急斜坡首先崩壞。對於這種斜坡的崩壞，流水具有特別重大的作用。以後，地壘被侵蝕，地塹裏塡滿了地壘崩壞的生成物。當上層的水平積壘着的地層，比下層的地層有着相當大的硬度時，地壘的急斜坡和斜坡的平坦的表面，能夠保存很長的時間，山地就變成了一種非常獨特的「桌子」般的形狀（從遠處看去，它們好像鋪着桌布的桌子）；至於褶曲塊狀山呢，它們的形狀就變得近乎崩壞中的褶曲山的形狀。只是由岩脈岩所組成的各種隆起的形狀是比較複雜的（圖 240）。


圖239 桌狀山地



圖240 岩脈岩的露頭

第六章　陸地表面的形狀

陸地表面的形狀是多種多樣的。但是不管形狀怎樣繁多，一切較大的起伏都可以歸納成兩個基本類型：山（或山地）和平原。山的形狀的特徵是：相當複雜和變化大。現在我們就開始考察山的形狀。

山

一般概念　一切突出的高起的陸地，能比較容易分別出它的基部、斜坡和峯頂的，通常都叫做山。孤山是很少有的。山往往是成大羣地結合在一起，同時它們的山麓緊密相連，形成山的共通骨骸或共通基部，歷歷地矗立在鄰近平原地區的上面。和平原地區相對，廣大的山羣，往往叫做山地。

用從山麓到峯頂或由大洋水平面到峯頂的垂直線表示山的高度。從山麓到峯頂的高度，叫做相對高度。從大洋水平面到峯頂的高度，叫做絕對高度。根據絕對高度，我們能够比較山的高度，而與山所在的地方無關。在地理學上幾乎總是使用絕對高度的。

山地分類的原則　山地（或簡稱山）根據高度的不同分作三類：低山、中山和高山。屬於低山的山，它們的絕對高度通常不超過1,000米。薩拉伊爾低山脈、哈薩克草原的圓形低山以及麓陵都是低山的例子。屬於中山的山，高1,000—1,500米，有時高達2,000米。烏拉爾山脈、外貝加爾山脈、老爺嶺（Сихотэ-Алинь）等是中山的例子。絕對高度超過2,000米的山屬於高山。但是我們所舉的幾種類型的山，不僅高度不同，而且它們的主要形狀也不同。例如，峻峭的山峯，鋸齒形的山嶺和侵蝕很深的山谷，這是高山的特徵。積雪山峯和冰川也是高山所特有的。中山通常有着圓形和恰似穹弧形的山峯和輪廓寧靜的山嶺（參看圖241的Ⅰ）。低山的特徵和中山相同，只是形狀更為渾圓均夷而已。但這時相對高度具有重大的意義。如果單個的低山不高出一般地面200米以上，那麼這不叫做山，而叫做丘陵。

根據山的分佈情況，可分作三種，即：孤山、山脈和山彙。第一種山，孤山，如前所述，比較少有，多是火山，或是老年期崩壞山的殘餘。第二種山，即山脈，是山地中一種分佈最廣的類型。

山脈通常不是由一個山列組成的，而是由排列很密的許多山列組成的。中央高加索山脈是一個例子，在它的北部斜坡至少也能認出四個比較清楚的山列。其他的山脈也具有着這樣的性質。差別僅在於：有時山列的排列比較緊湊，有時

是樹枝狀地向四下放射。例如，北烏拉爾山脈的山列排列得非常緊凑，好像聚成了一個山脈，相反地，南烏拉爾山脈的山列是扇形的向四方展開。

山彙是寬大山地的隆起，在長度方面，在廣度方面同樣都是很發達的。
大規模的山彙很少有。山彙往往組成山脈的一部分。漢騰格里山彙是分枝很多的大山彙的例子。

最後，根據山的起源來分類。這個根據起源的分類法，對於我們特別重要，因爲起源在相當程度上決定着山的性質、構造和分佈。根據起源的不同分作：1）褶曲山；2）斷層山或塊狀山；3）火山丘；4）侵蝕山，即某高地或高原被流水侵蝕而生成的山。上述每一類型的山，我們再分別地講一下。

山地的形狀和高度的關係 每個山脈，每個山帶的起伏形狀，往往都是不相同的。例如，比較一下高山和低山的山嶺和山峯的形狀，就足够說明這一點了。



圖 241

峻峭的山峯和鋸齒形的山嶺（圖241的 I）是前者的特徵，後者的山峯和山嶺的輪廓都是寧靜的（圖241的 II）。

這種非常明顯的差別是由許多原因造成的，但是其中最主要的原因，是山的拔海高度，或更確切些說，就是那些存在於各種不同高度的氣候條件。在雪綫以上的地帶，水主要地成爲固體狀態（即冰雪狀態）。很明顯地，那裏不會有溪流河川，那裏有冰和雪，它們不停止地起着非常獨特的作用。

在下部地帶却是完全不同的情況，那裏最主要的活動力量是流水。很明顯地，在一種條件下生成的高山的起伏形狀，和在另一種條件下生成的那些山的形狀，是十分不同的。

隨着高度的不同，自然地理條件是或大或小逐漸變化着的。不言而喻，決定於各種自然地理條件的起伏形狀，也是逐漸變化的。現在我們講一下高山、中山、低山等三個典型地帶的起伏形狀。

高山的起伏形狀 霜化作用、冰和雪的作用，是作用於矗立在雪綫以上的山的最大的主要因素。稀薄的透明的空氣促使沒有積雪的急斜坡的溫度上昇。時時遮掩太陽的雲，使斜坡的溫度迅速下降。這樣一來，在非常高的地方，構成山的岩石，不僅遭受着日夜的溫度變化，並遭受着不斷變動的溫度變化的影響。後者給霜化作用創造出非常良好的條件，而急斜坡的存在就幫助風化生成物迅速滾落下去，露出岩石表面，以便繼續風化。

風對於山上的霜化作用有不少的幫助，風速是隨着高度而顯著增大的，這是大家周知的事情。因此，風在這裏不僅能吹走（以及從裂縫裏吹出）微小的塵埃微粒，還能吹走比較大的岩屑。

由於組成山的岩石有多種多樣的，所以風化作用進行得很不均衡。結果，

由比較堅固的岩石組成的地段高出於由比較不堅固的岩石所組成的地段。在霜化作用繼續進行時，高出的地段就具有了峻峭的山峯、尖峯和峭壁，使山脊具有了鋸齒的形狀。

當岩石性質相同時，峻峭的山峯結果變成了渾圓形的，繼而變成了平頂。在山峯的表面上，由於霜化作用的結果，貯滙成無數的岩石之「海」。在斜坡上，特別是在傾斜陡急的斜坡上，霜化作用的生成物成巨大的「石河」向下滑落，形成巨大的岩屑堆。在雪綫以下的岩屑堆，爲流水所冲流。下降到冰川供給地帶和冰川地區的岩屑，被冰川運走。高山急斜坡上的霜化作用生成物，就是這樣被運走的。

在高山上除了上述的霜化作用之外，冰和雪還進行着巨大的破壞作用。關於冰川如何活動，我們已是十分熟悉的了。但是雪也進行着很大的破壞作用。夏天日間，在强烈的陽光下，這些雪從側面逐漸融化。水浸到岩石的裂縫裏，加速霜化作用的進行。過剩的水慢慢地向下流，運走極微小的岩屑。積雪的凹地就是這樣慢慢地日積月累地加深和變寬。結果，在山坡上生成特殊的凹地，這種凹地好像安樂椅的深座一樣，特别廣泛地分佈於雪綫附近，叫做圍谷（кары）。它們的大小：從幾十米到一里或一公里以上。在雪綫以上的圍谷的底部，通常堆積着雪，這些雪慢慢地變成冰雪冰（圖242）。簡而言之，在這裏生成了很小的所謂圍谷冰川。圍谷冰川的作用，基本上和山谷冰川的作用相同，只是進行得很慢，規模又很小。

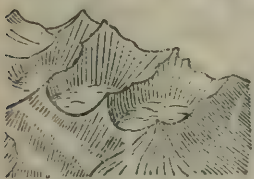


圖 242　圍谷

位於雪綫附近的圍谷的底部，逐漸加深，有時達雪綫以下。此時在圍谷底部的，不是雪，而是水。美麗如畫的卡爾湖就是這樣生成的。卡爾湖的湖水以其清澈和令人難忘的濃綠色或青色而動人。在蘇聯的高加索、阿爾泰、庫滋湼兹阿拉圖、薩彥等處，這樣的湖很多。

圍谷的內壁通常是非常險峻的，並且有很多岩屑。兩個相鄰的圍谷，在寬度上逐漸增大，兩個圍谷逐漸接近，它們的分水嶺逐漸趨於峻峭。在圍谷很多的時候，山的分水嶺就變成峻險的，鋸齒形的，陡削的。越過這樣的山嶺是極端困難的。因此即使是不太高的山，在有大量的圍谷時，就變成了難以通行的山（西薩彥和東薩彥、東阿爾泰等）。

最初關於高山起伏形狀的研究是在阿爾卑斯山進行的。因此凡是有着峻險的山峯、尖峯，銳利的鋸齒形山嶺，覆蓋着雪，有着圍谷和冰川的山就叫做阿爾卑斯型山。因此，高山所特有的一切形狀，在地理學文獻裏往往叫做阿爾卑斯型山地。

低山和中山的起伏形狀　現在我們來講山的下部地區，這些地區從高度和主要形狀來看，可以算作低山和中山。在這裏已沒有萬年積雪和冰川。

但是有時可能存在古代冰封的痕跡，這些痕跡由於流水和其他因素的作用發生了某種程度的變化。這些痕跡通常是半崩壞狀態的槽谷、圍谷和冰斗，在它們的底部有湖和小河。有的地方還保存着冰磧石的殘餘物、運

圓的岩塊和典型的漂礫。

在中山上霜化作用極爲薄弱（僅僅在一年裏的寒冷時期才發生作用）。固然，在這裏化學風化作用和生物風化作用比較劇烈，但是這種風化作用的分佈面積是很小的。其所以如此的原因是，低山和中山的斜坡的傾斜比較緩慢，因之風化生成物往往留在原處不動，妨礙了以後的風化作用。在岩石裸露的地區，岩石就迅速地風化，具有了各種不同的、有時是非常奇特的形狀。例如，花崗岩的岩堆往往具有渾圓的形狀（圖243），石灰石和砂岩就具有柱形和塔形（圖244）。如前所述，岩脈岩具有着壁形，板岩具有着非常清楚的層理和鋸齒形（圖245），等等。



圖 243 花崗岩的風化



圖 244 石灰岩的風化

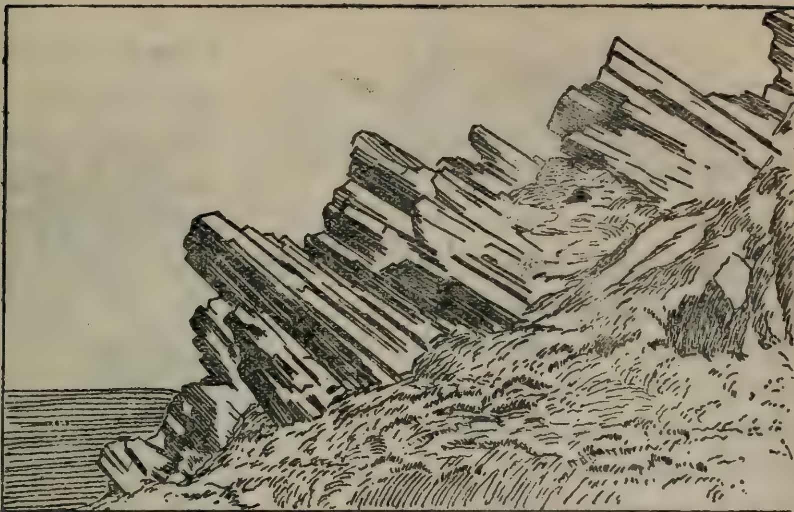


圖 245 片岩的風化

霜化作用、雪、冰是雪綫以上地方的主要破壞因素，在中山和低山，流水是主要的破壞因素。

一般說來，山的特徵是，具有許多河川和各種水流。甚至在沙漠地帶，山也總是有着豐富的水量，因爲降水量通常是隨着高度而增大的。天山和中部亞細亞的帕米爾、阿拉依山便是這一方面典型的例子，錫爾河、阿姆河等大河流均發源於此。

山地河流的特徵是，河床的傾斜大，水流猛烈，多急湍（Rapids）、小瀑布（Cascode）和瀑布，因之決定了山地河流的巨大破壞力。至於靠雪和冰川的融化來供給的山地河流，在夏季水位每天上漲很大，也就增大了它的破壞力。由於侵蝕的結果，就在山坡上產生了大量的橫斷谷。深度超過寬度的谷，通常叫做狹谷（Ущелье）。因組成谷坡的岩石硬度的不同，狹谷可能非常深和非常狹。但是不管岩石是怎樣堅硬，狹谷的急斜坡總要逐漸崩壞，傾斜逐漸變緩，因此，狹谷就變成普通的寬廣的山谷。

如果山的高度不超過雪綫，那麼破壞山的一切主要作用都是由河川來擔負的。侵蝕斜坡的水流的上游，向源侵蝕到分水嶺。在這裏它們和對面斜坡上的河川的上游相遇，同時河谷就逐漸結合起來，把山嶺切割成若干部分。在河流繼續侵蝕時，山嶺就被分割成孤山，這些孤山又被分割成若干部分。例如，僅僅由於流水作用的結果，山嶺就變成了丘陵地帶。山變得越低，斜坡的傾斜就變得越緩，從斜坡流下來的河流的破壞力，就不能有以前那樣之大。但是河流還繼續進行它的工作，把破壞生成物沉積在河谷底部，塡塞窪地，沖毀斜坡。最後，山地完全崩壞，變成了均夷（graded）的、微微成波狀的地面。只有尙保存着的疏疏落落的孤山，還能使人們想像到以前這裏曾是山地。這些殘留着的孤山，叫做殘丘（monadnocks）（圖246）。殘留在原先是山的地方的均夷的、微微成波狀的地

面，叫做準平原（peneplain）或準平面。



圖 246 殘 丘

如果低山和中山是在乾燥氣候的條件下（在沙漠和半沙漠地方），那麼在形成低山時，風是起着很大的作用的。如前所述，風能幫助風化作用，運走脆岩的碎屑。不僅如此，在沙漠地方風往往運走砂子。在沙子的襲擊下，甚至堅固的岩石都漫慢被磨損和剝蝕，變成有光澤的和平滑的岩石了。比較不堅硬的岩石迅速崩壞，在岩石的地方生成各種大小不同的圓形凹地。由於岩石結構不同，風化作用、風蝕作用的結果，就形成了形狀非常奇特的岩塊：圓形的，柱形的，塊狀的，等等（圖247）。



圖 247 風蝕柱

在外力影響下山地的凌夷 我們已經講過了，所有的山，不論它的構造情形如何，都在不斷地崩壞着。

山的崩壞過程很快，如果山地停止了上昇運動，那麼在一個或兩個地質時代內，所有的山都會完全崩壞。但是實際上並沒有發生這樣的情形，這是因爲在地球內力的影響下，通常山的成長（上昇）繼續很長時間。例如，如果烏拉爾山脈，在古生代末生成時是一個非常高的山地，以後停止上昇，那麼它早就消滅了。但是因爲反覆的上昇，儘管不斷的崩壞，這個山脈還是繼續存在着。

在山崩壞時可能有兩種情況。第一種情況：山的上昇速度比它的破壞的速度慢。在這個條件下，山的高度不能夠增大，而只能減小。當山的上昇速度比破壞速度快時，那麼山是逐漸增高的。

地球上山的發展的幾個主要階段 地殼，如前所述，永久是處在不安靜狀態之中。一個地方的廣大地段上昇，另一個地方的地段下降，同樣山的成長也是不斷地在進行着。但是在地殼發展史上有幾個時期的造山過程（或正確些說，褶曲和斷層的形成）特別劇烈。造山過程分作三個主要時期：加來陀尼亞（Caledonian）期，瓦里茨期（Variscian）或海西寧期（Hercynian）和阿爾卑斯期，古生代以前時期不計算在內。

加來陀尼亞期造山運動包括着志留紀和泥盆紀之間的時間。被冰川大加破壞和削平了的斯堪的那維亞半島和蘇格蘭的山脈，是由加來陀尼亞期褶曲運動而生



圖 248 褶曲運動分佈圖

1. 古生代以前的造山運動； 2. 加來陀尼亞期造山運動； 3. 瓦里茨期或海西寧期造山運動； 4. 阿爾卑斯期造山運動。

成的山脈的例子。

瓦里茨期或海西寧期造山運動包括着由石炭紀中葉到二疊紀末之間的時間。破壞很甚的西歐各山脈（比里牛斯山脈和阿爾卑斯山脈以北各山脈）以及烏拉爾山脈、阿爾泰山脈等，是瓦里茨期造山運動的例子。

阿爾卑斯期造山運動包括着從白堊紀末到第四紀初的期間。地球上所有最大的山脈，如阿爾卑斯山脈、喀爾巴阡山脈、高加索山脈、興都庫什山脈、喜馬拉雅山脈、科的勒拉山脈和安達斯山脈的大部分等都是阿爾卑斯期造山運動的產物。

爲了理解各個山脈的性質，必須特別注意下列幾點：

1. 褶曲山脈——最初的褶曲和最後的褶曲的生成時間。塊狀山脈——該山脈在斷裂開始前的狀態以及地層沿裂縫最初和最後位移的時間。

2. 山脈在冰川時期開始前以及冰川時期的狀態。

3. 山脈在冰川以後的時期的狀態和發展。

第一點，除使我們能了解山的年齡之外，還使我們能了解山脈的基本的概要形狀和分佈情形。我們由此還能知道岩石的性質以及岩石的產生狀態，這對於我們進一步了解山脈是非常重要的。

第二點，即山脈在冰川時期開始前以及在冰川時期的狀態，對於曾經有過冰川的山地，特別重要。冰川隨其性質的不同（大陸冰、山谷冰川等），能够大大地改變山脈的基本形狀。

山脈在冰川以後的時期的狀態，大大地決定着山地形狀的各個細節的情形。此時氣候具有最重要的意義。例如，在寒冷氣候條件下，霜化作用、冰雪的作用能發生於一切的高度。因此，在這裏不僅高山，即中山亦有着阿爾卑斯山型的形狀（阿那地爾山脈、珂利亞克山脈等）。

平　原

平原的各種類型　鄰近各地段的高度相差比較小的廣大地區，叫做平原或平地。西部西伯利亞低地，尤其它的南部地區，是最典型的廣大平原的例子。在這裏走幾百里遇不到一個稍爲顯著的高地。在西部西伯利亞低地的北部，有比較高的波狀丘陵。但是它們的絕對高度達200米的非常稀少。

但所有的平原不都具有這樣平坦的表面。如東歐平原（或俄羅斯平原），在那裏有絕對高度達300米或更高的高地，以及低於大洋水平面的低地（裏海沿岸低地）。其他大的低地的情形也是如此（亞馬孫低地、密士失必低地、拉巴拉他低地等）。

不僅低地屬於平原，許多高原也有平坦的表面，如中部西伯利亞高原、阿剌伯高原、德干高原等。由於絕對高度大，高原表面通常多被流水切割。中部西伯利亞高原是很好的例子，在那裏高原的絕對高度在300到1,000米之間（不包括

絕對高度小於200米的大河谷）。一般地可以說：高原拔海越高，越容易受流水侵蝕，因之它的表面多被切斷〔註〕。這種被切割了的高原地段，隨其規模的不同，具有着不同的名稱。例如，表面比較平坦、兩端斜坡整齊的廣大地段，叫做高原（plateau）。規模較小的地段，因其高度的不同，或叫做方山（mesa）（圖239），或叫做桌狀台地（相對高度小於200米）。

到現在我們講的，是大平原的情形。但是除了這些廣大平原之外，還有許多比較小的平原，這種小平原主要地位於河岸、湖岸或海岸（里安低地、庫洛•亞拉克低地、倫巴底低地）。不消說，各種平地和比較小的平原在構造上、成因上和性質上是很不一樣的。例如，一些平原是過去某時的海底的上昇（裏海沿岸低地、西部西伯利亞低地）；另一些平原是被河川沉積物淤塞了的海灣（里安低地、倫巴底低地）；第三種平原是大陸內部的盆地（及各種低地）堆滿易碎的沖積物而形成的（斐加那低地、西藏的許多地區、戈壁沙漠等），第四種平原是噴出的熔岩的表面（熔岩高原），等等。現在我們稍爲詳細地來考察一下平原的幾種主要類型。

原始平原 地球上大部分的大平原還是在過去的許多地質時代中由海面下露出來的，平原的表面，由於以後的種種過程而大大地改變了。我們已經講過的中部西伯利亞高原和大部分的東歐平原，就是很好的例子。相反地，有若干平原是在最後一個地質時代從海面下露出來的，平原表面還保存着以前的海底的特徵。裏海沿岸低地是這種幼年期平原的典型例子，裏海沿岸低地的表面幾乎未被河川所切割。這樣的平原叫做原始平原。

沖積平原 由流水的運搬和沉積作用而形成的平原，總稱爲沖積平原。有時沖積層厚達幾十米，甚至幾百米（波河河谷、恒河下游等）。沖積平原分作三角洲平原與河成平原。

三角洲平原 在河川下游由於三角洲成長的結果，形成三角洲平原。這種典型的低地平原，主要地是由小而易碎的砂和淤泥的沉積物累積而成。只是在短小的山地河流的河口，三角洲平原才是由比較大的碎屑岩（石礫、砂礫等）組成的。三角洲通常被多數河床所切割，這些河床的特徵是深度很小。往往河床甚至上昇到附近地面之上，河床兩岸是沖積起來的自然堤。

河水上漲時期，易碎的沉積物在河岸附近沉積起來，形成自然堤。河岸附近水流緩慢，給沉積作用創造了良好的條件。在許多大河的三角洲上，自然堤高出浸水地3—5米，甚至[illegible]米。在河水猛烈上漲時，洪水突破自然堤，形成巨大的災害。爲了防護平原不遭受洪水的災害，必須修築防洪工程。密士失必河下游的洪水，蘇聯捷烈克河、庫拉河、阿姆河等的洪水都是顯著的實例。

河床時常改變是三角洲平原上的河川的特徵。結果生成微波狀的表面，這種表面形狀決定於以前的河床及自然堤。在高處（自然堤）通常有村落和城鎮。阿斯特拉罕、新奧爾良等是很好的例子。在低處由於壤中水面很高，形成許多湖沼。由於湖沼裏蘆葦叢生，以致很難以走過，甚至有的地方無法通行（例如庫班

〔註〕沙漠地方例外，那裏沒有經常的水流。

河三角洲的「浸水草原」）。

河岸平原的分佈特別廣。只要哪裏有河，那裏就有河岸平原。當河谷侵蝕很深時，河岸平原就沿河兩岸綿延，成很狹窄的地帶。下東古斯科河、中東古斯科河、安哥拉河以及中部西伯利亞高原地方的若干河的河岸平原都是這樣的。在山岳地帶的縱谷裏也有這樣的河岸平原。在河流經過的各處低地裏，也有由河川沉積物組成的比較廣大的平原存在。由於水流的緩慢和曲流的發達，在這裏形成廣大的低地（俾蒂姆盆地、阿爾旦盆地、黑龍江松花江低地以及其他許多低地）。

由於河川長期活動的結果，沉積物能填滿整個廣大的海灣。我們已經講過的里安低地和倫巴底低地以及庫班河三角洲，都是這類低地平原的例子。

許多河川的三角洲平原和河成平原是古代人類文化的發源地（尼羅河、底格里斯河、幼發拉的河、恒河、印度河、黃河、揚子江等的下游）。絕大多數的河川沿岸區域，在現在還是人類最好的居住場所。

冰川平原　由融化了的冰川搬運來的碎屑物質沉積而形成的平坦地區，叫做冰川平原，這種平原往往形成於冰川的下端。第四紀冰川時期，在東歐平原和西部西伯利亞低地形成了特別多的廣大的冰川平原（波里西低地、尼伯爾低地等）。融化了的冰水的沉積物，以後一部分爲河流所沖走，再度沉積起來，致使若干學者有理由把它們叫作河谷沖積平原〔註〕。在高山（阿爾卑斯、高加索、阿爾泰等）的山麓也可以看到這類平原。

湖濱平原　湖濱平原，如其名稱所示，是由於湖盆被河川決口，因而湖水瀉出，以及湖盆被河流運搬物所填滿的結果。這種平原的規模通常不大。根據以前的湖岸痕跡和自然堤，能够想像出已經消失了的湖的輪廓。

海岸平原　在沿海岸，由於波浪、沿岸流的作用，以及流入海裏的河川溪流的沉積作用的結果，形成沿海岸發達的沖積低地。這種低地可能有兩種。

一種低地是由沿岸水流運搬來的、爲波浪或沿岸流所堆積的沉積物積累而形成的。海岸地帶的上昇，如我們在前面已經證實過的，幫助着這種低地的成長。

海岸低地平原的形成還另有一種情況。拍岸浪破壞着高的海岸，因而形成不太寬的沿海岸低地帶。由於陸地緩慢沉水的結果，段丘在波浪侵蝕、均夷的條件下逐漸增大。由於海岸上昇而海水後退，這個被波浪所侵蝕的段丘（海蝕段丘）就能達到相當寬度。

侵蝕平原　如前已述，由於山脈的長期崩壞的結果，能形成平坦的微微成波狀丘陵的地面——準平原。準平原與沖積平原不同，它是由堅硬的岩石構成的。並且岩石積累方式是非常多種多樣的。

熔岩高原　如果在火山噴發時噴出大量液體熔岩，那麼熔岩會漫溢廣大地區，填塞一切低地，把成波狀丘陵的被切割了的地方變成廣大平原。當火山裂縫噴發時，必然發生這樣的現象；關於裂縫噴發，我們已經講過了。中部西伯利

〔註〕傑拉西莫夫、馬爾考夫合著，蘇聯境內的冰川期。蘇聯科學院，1939年版，315頁。

亞高原的古代大熔岩台地等是很好的例子。小規模的熔岩台地我們時常可以遇到，在蘇聯外高加索、東薩彥山、俾蒂姆高原等處也有很多。

山間台地 山間低地通常是破壞生成物積累的地方，這些破壞生成物是由周圍各山搬運來的。結果，這樣的地段被填平了，形成廣大的高地平原，叫做山間台地。這樣台地的例子有：伊朗高原（高約500米），戈壁高原（高在1,000米以上），西藏高原（4,000——5,000米）等。

在外力作用下平原的變化

改變平原表面的因素 平原和山岳不同，它的傾斜非常微小，致使流水速度極爲緩慢。但是絕大多數的平原表面是由易碎岩石組成的，致使平原容易遭受侵蝕。在平原上，風化作用是很微小的，對於平原表面的形狀不能有顯著的影響。冰川的作用也是同樣的情形，只有在寒冷地方冰川才能伸降到平原，或者以前在第四紀被冰期，曾降到平原。壤中水和風則有很大的影響。但是風的作用幾乎只限於沙漠地方。這樣一來，改變平原表面的主要因素是流水和風，但是風的作用非常小。我們先談流水的作用。

雛谷 雛谷（Овраг）可以在各種不同的條件下得到發展，特別在草原地方和森林草原地帶分佈最廣，但還並不是到處都有。例如，在西部西伯利亞的森林草原地帶，因爲地勢非常平坦，幾乎沒有雛谷。但在蘇聯歐洲部分、北美中部各地區以及其他許多地方，雛谷就發展得很稠密，形成了谷網，但是不够均衡。

對於雛谷生成與發展最良好的條件是：（1）有比較急的斜坡，（2）有易碎的、容易被侵蝕的地面，（3）保證週期性漲水的氣候，（4）沒有繁茂的植物被。上述各條件中，最後一個條件往往是人類經濟活動的結果而創造出來的。砍伐森林，消滅灌木，特別是墾耕斜坡，是使斜坡上生成雛谷的首要原因。

已生成的很小的雛谷在迅速地逐漸深化，谷峯切入岩層深處，迅速分出支谷，在良好條件下向源侵蝕至分水嶺。在若干場合，當然是在極少場合，沒有人類的影響，也能生成雛谷。在長滿矮草的斜坡上出現一個很小的土穴或鼠洞，足能使雨水，特別是融化了的春水馬上開鑿出一條很小的水溝。

因爲上層土壤被草類植物的根系固結着，所以就在溝峯形成很小的「瀑布」，它迅速切鑿出顯著的窪地。隨着窪地成長的程度，水的落下高度，也逐漸增大，使窪地的急斜坡加速崩壞。在水量充分的條件下開始的過程，以日益加速的速度發展起來。結果，在第一次良好的驟雨之後，就能形成規模相當大的雛谷。

由下列事實可以看出，雛谷發展是何等的迅速。在中部黑土地帶發現了一種事實，即在三年期間內形成了一個長490米、深9.4米的雛谷。1891年2月在庫爾斯克省一天之內便形成了長17米、寬5.5米的雛谷。但是這樣的例子是很少有的。最常看到的是雛谷在一年內成長5至15米。但是，即使是這樣的成長，也應該認爲是非常迅速的。

的確，隨着成長的程度，谷峯逐漸離開斜坡，水的供給逐漸減少，最後雛谷

停止成長。但是通常雛谷分出許多支谷（Tributary valleys），這些支谷能綿延到很大的地區。結果，高地被密密的谷網所切割（圖249），失掉了經濟價值。



圖 249 中部俄羅斯高地的雛谷網

在濕度大的氣候環境中，斜坡被侵蝕以及斜坡迅速崩落的條件下，雛谷就相當迅速地失掉急坡，雜草蔓生。這樣一來，雛谷逐漸地變成長谷（Балка）。在乾燥的氣候條件下，斜坡的侵蝕和長草是很困難的，因此雛谷能比較長久地保存自己的形狀，更容易發展支谷。

一般地說來，谷坡的傾斜是不同的。傾斜最急的谷存在於黃土（loess）和黃土狀的壚坶（loam）地方。傾斜最緩的谷存在於肥沃的粘土地方，這種粘土特別便於侵蝕和崩落。在砂質地層，雛谷往往達到很大的深處，並有着不斷滑落的斜坡。

當雛谷達到不透水層時，它就變成溪谷，這種溪水是由迸出的壤中水形成的。從這樣的谷裏就生出長流不息的溪流或很小的河流。

蘇聯草原地區和森林草原地區的雛谷是幼年期的，它們的年齡50—70歲。

如前所述，雛谷在地球上分佈很廣。廣大的非常典型的雛谷地區，除蘇聯以外，在西班牙，特別是在瓜達基維亞低地，在北美的加利佛尼里州和亞利桑那州等地都有。落機山脈東部山麓（在南達科塔州和尼布拉斯卡州）的所謂「惡地」〔註〕（Bad land）是特別著名的，它們是由砂質粘土層構成的。這個地方的地勢起伏，就是形狀最奇特的分支交錯縱橫的很深的狹谷（ущелье）和削壁斷崖的高地所組成的迷宮。在中國黃土地帶特別是在黃河流域有很多雛谷。

〔註〕因為這樣的地方，即使獵人也無法通行，所以有這樣的名稱。

河川切割平原 河流和暫時的流水不同，河流不斷地在進行着自己的工作。此外還應該指出，河川的流經面積是相當大的。由於上述原因，平原在河川的影響下，遭受着最大的變化。如前所述，遭受變化最大的，是突出很高的平原（高地平原和高原）。在遭受着長期地殼上昇運動的平原，河川的侵蝕作用的影響最爲强烈。我們在前面已經引過中部西伯利亞高原被河川切割的例子。高原被水切割最深的例子，是北美科羅拉多河流域拔海高達1,700—2,700米的桌狀台地，被大峽谷（科羅拉多河）切割深至1,000—1,500米，甚至1,800米。

西部西伯利亞低地却完全和上述的情形相反。它的特徵是規模巨大（南北二百多公里），絕對高度不大，向北冰洋方面的傾斜非常小。結果，西伯利亞低地上的河川的流速極端緩慢。在這些條件下，甚至如伊爾的什河、鄂畢河等大河的河谷都被切割深達30—40米，僅有個別地方達50—60米。上述各河支流的河谷，其深度不及10米。這些支流上流的河谷，非常寬廣，略可辨認，深達3—5米。由此可以明瞭爲什麼西部西伯利亞低地被切割得極爲輕微，並且幾乎完全沒有雛谷地區的道理。被河川切割得極爲輕微的另一個更明顯的例子，是裏海沿岸低地，它是不久之前才由海面下露出來的，傾斜很小，降水量小，幾乎未遭河川侵蝕。

東歐平原有着極爲複雜的構造，高度也極爲不同。這裏有着已經遭受過緩慢沉降的地區和正在上昇的地區。沉降的地區，河谷切割均不深，在上昇的地區，它們有切割很深的峽谷型的谷。

熔岩台地的崩壞和切割過程的情形，稍爲不同。大量湧出的熔岩，自然首先是塡塞低地（窪地和谷底）。由比較不堅固的岩石組成的鄰近高出地段，通常比熔岩蓋迅速崩壞，因此以前佔據了低地的熔岩蓋，以後就變成了高出地段，如前已述，隨着大小的不同，或叫做方山，或叫做桌狀台地。熔岩的硬度很大，這保證着這些特殊形狀長期不壞。此種桌狀台地和方山，在蘇聯中部西伯利亞高原地方很多。

由於河川長期作用的結果，在熔岩台地上切鑿出狹而深的谷，谷坡的傾斜很大。在這裏這些谷坡的傾斜度之所以大，是由於岩石硬度大的結果。

在河川長期地繼續侵蝕的地方，高地和高原能够完全被消滅，而在原地方剩下矮小的孤山。我們想像地把這些孤山的山峯連結起來，就得出一個水平面，相當於以前存在過的侵蝕表面。這種殘留在被河川侵蝕了的高原原地方的山丘，叫做殘丘（參看圖246和247），這個我們在講山地崩壞時，就已經講過了。

在風的影響下平原的變化 關於風的破壞力和運搬力，我們都相當清楚。但是風對於地球表面的影響，主要地表現在地球表面植物稀少或不長植物的地方。這樣的情況，我們在沙漠地方能够看到。

風，即使是弱風，也能够吹走塵埃微粒。比較强烈的風能把砂運走，並能搬移比較大的碎岩屑如砂礫和卵石等。在平坦地方，風具有相當大的力量，這在沙漠地方表現得極爲明顯。風對被沙地表面的影響特別大。

寬闊的砂地很少有平坦的表面。我們屢屢看到各種大小不同和形狀互異的丘陵和隆起，起伏邐迤，好像海裏波浪奔騰一樣。這些丘陵和隆起總稱之爲砂丘。砂丘的大小通常是很不同的。有的砂丘的高度不超過10—20米。但是有的砂丘高達30—40米，在某些場合，高達100米（西部撒哈拉）。

風是形成砂丘的基本原因。與此有若干相似之點的，是在妨碍氣流運動的障碍物的附近，形成雪丘的情形。中等力量的風，普通沿着地面移動砂粒，而不把它揚到高空。當在途中遇到障碍物（灌木叢、石塊）時，砂粒就停留下來，就在這裏堆積成很小的丘陵（圖250）。以後，小丘陵本身竟然變成了障碍物，砂粒的數量，以及小丘陵的規模就逐漸增大，就具有了一些特徵。例如，迎風的斜坡就變成傾斜非常緩的（5°—10°），相反方向的斜坡的傾斜就比較大。這樣的情形之所以發生，是因爲風沿着緩斜坡把砂粒搬運到丘陵頂部，以後，砂粒越過丘陵脊嶺，已不需要風力的幫助，就沿着斜坡向下滑落，形成一切流轉不定的砂丘所特有的斜坡（30°—35°角）。

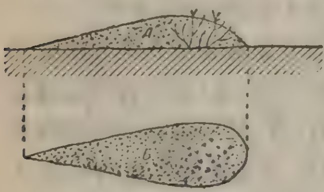


圖 250 砂丘

沒有障碍物也能形成砂丘。在任何平坦的地方，在强烈的風的作用之下，能形成不十分大的砂堆。以後，這樣的砂堆按着一種規律逐漸成長起來，這個規律就是：砂堆的規模逐漸增大，並且斜坡逐漸具有各種不同的傾斜。

在風的影響下，砂丘不僅成長，並且還改變着自己的形狀，甚至改變自己的位置。砂粒逐漸由緩斜坡越過砂丘脊嶺移到急斜坡。這樣，在盛行風的作用下，砂丘一天一天緩慢的**向前移動**（圖251）。

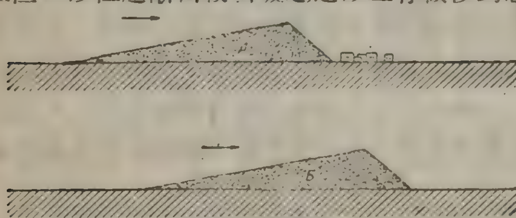


圖 251 砂丘的移動

在砂丘地方，砂丘的形狀往往是很奇特的，在插圖上看來，好像鐮刀或彎月一樣。這種砂丘叫做**新月形砂丘**(Bargan)〔註〕(圖252)。砂丘的特殊形狀可以這樣說明。砂丘在盛行風的作用下不均衡地向前移動。砂丘最高部分的砂粒很多，因此自然比低窪兩端部分向前移動得慢。由於這種不均衡移動的結果，砂丘恰好成爲彎月形狀，彎月兩角向着盛行風吹去的方向。

運動着的砂丘和新月形砂丘能够掩埋田野、園圃，甚至人們的住宅（圖251）。我們知道在地球上有許多地方，那裏許多村落甚至城



圖 252 沙漠地方的新月形沙丘

〔註〕 Bargan，也可譯爲弧形沙丘。

市都被掩埋在砂丘之下。例如，在中部亞細亞，以前有一很著名的、非常富裕的城市叫卡拉庫里，逐漸地被砂子掩埋了。還在十九世紀末，在以前是城市的地方，只剩下了一個窮僻的鄉村。伐爾丹濟城在十九世紀初還是一個大城市，但是到十九世紀末也被掩埋在砂下了。整個地區（羅米坦）也是在十九世紀末被砂子完全毀滅的，一萬六千住民被迫遷到新的地方。在蒙古和新疆的砂漠地方，這樣被掩埋了的城市更多。

砂丘不僅形成於砂漠地方，也形成於河岸和海岸地方。例如：法國曠野（Lande—西歐最大的砂丘地帶，長250公里，寬2—8公里），波羅的海的南岸和西南岸，伏爾加河下流，頓河下流等。

同砂丘鬪爭的最好的辦法是在砂丘上栽植樹木和灌木叢等（砂丘松等）。

在冰川的作用下平原的變化 我們已經講過了，現在只是在寒冷地方冰川能降到大平原。在第四紀冰期，冰川蓋掩了歐洲、亞洲北部和北美的廣大地區。如果說成爲冰封中心的山嶽地方是主要的冰川侵蝕區，那麼平原地方就是主要的冰川沖積區。因此，在冰川流到平原之後，殘留下零亂的丘陵狀堆積物，總稱之爲冰磧石景觀。

冰磧石的堆積，是多種多樣的，有許多非常獨特的形狀。

在冰川下端的山谷裏，堆積着大量的冰川沖積物。在平原上，情況是相當複雜的。在這裏，離被冰中心很遠的冰川終端的厚度比較小，移動極端微小。這些所謂「死冰」，即不大移動的冰，不能留下大量的沖積物。當比較厚的冰層，在路上遇到了如「死冰」或高地等障碍物時，所發生的情形却完全不同。在這裏冰被擋住，堆積起相當厚的冰磧物質。這樣一來，便不能像以前想的那樣，把平原上的丘陵性的隆起和堆積物認爲是冰川境界的精密的指標。但是它們總是位於離冰川下端境界很近的地方，「終磧石」這一名稱是十分適合於它們的。

至於「終磧石」構造，我們發現有時是丘陵性的，波浪狀的，綿延得很遠的磧石堆，有時是幾個單個的細長的磧石丘羣，有時是平行排列的磧石堆羣等。斯摩稜—莫斯科終磧石堆是很好的例子，它從鮑利索夫綿延至奧爾沙、維雅玆馬、德米特羅夫、亞羅斯拉夫里等地。在這裏，丘陵性的磧石堆高達200－250米，甚至達280米。

在終磧石堆的後面，即在被冰地區的邊緣處，有大量零亂地散在各處的丘陵，這些丘陵被零亂的有湖沼的低地所隔離。和終磧石堆不同，這些丘陵是由基本磧石物質堆積成的。在終磧石後面還有另一種類型的丘陵（通常這種丘陵沿以前冰川運動方向延展），也是由磧石物質堆積成的，叫做冰磧嶺（drumlin）。所謂冰礫堤（Eskers）和冰磧嶺非常不同，冰礫堤是窄而又長的隆起和堆積物，好像鐵路堤一樣，只是形狀比較彎曲。其高達20—50米，甚至達70米。它們的斜坡比較急（30°—40°）；普通由沙、砂礫、石礫的水平層或斜面層堆積成的。很明顯地，這是曾經在冰川上、冰川下、冰川內部奔流的河川的沖積物。但是，關於它們的成因問題，還沒有十分弄清楚。冰礫堤比較不常見。

幾乎所有的冰川生成物都是由含有砂、石塊的粘土和不整齊的砂礫、石礫沖積層堆積而成的。這些物質的排列通常是十分雜亂的。這種雜亂無序的排列，是冰川生成物的最大的特徵。

海　岸

海岸的多樣性　看一下半球地圖，就能看出海岸的情況是如何多種多樣了。我們看到，歐洲和北美海岸彎曲分裂，挪威和格陵蘭海岸被侵蝕得十分强烈，非洲、澳大利亞和南美海岸曲折較小。在更詳細的歐亞大陸地圖上，我們看見西部西伯利亞低地的槐形海岸，波羅的海南岸河口處的奇特的海灣，黑海和亞速海北岸河口處的港灣。

這個動人的多樣性，首先決定於海岸地區的起伏、海岸地區的造陸運動，也決定於海洋的作用和河川的作用。

陸地和水面的境界，在地圖上是一條綫，這條綫往往叫做海岸綫。其實，並不是一條綫，而是相當寬的一條地帶，風波和潮浪進出於這個地帶。在這種情況下，海陸間的眞正的分界，是在若干公里的範圍內變動着。因此，不叫海岸綫，往往叫沿岸。沿岸是海陸間經常的相互作用的舞台，因之沿岸的情形和海岸綫的輪廓不斷發生變化。

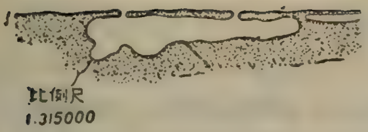
平原地方海岸的形狀

中性海岸　平原地方，如我們已經證實過的，往往是由比較水平的冲積岩層組成的。在構造相同的條件下，波浪是相當均匀地破壞着平原地方的海岸。結果，海岸綫的輪廓變得非常單純，往往很長的海岸都是近乎直綫形的。蘇聯的黑海和亞速海的北岸，鹹海西岸，非洲海岸，西部澳大利亞海岸，南美大西洋海岸的許多地區是這種海岸的例子。

當高峭垂懸的海岸（斷崖海岸）未遭受地殼運動的時候，它們很快地被波浪破壞，而向後退。傾斜急的海岸段丘和海之間的地方，由於浪波作用的結果，變成低緩的沿岸淺灘。奔騰到沿岸淺灘上的波浪，把運搬來的物質堆積起來，這些物質有：砂、石礫、貝殼、海藻等。這樣一來，海的破壞作用便爲建設作用所代替了。在這種情況下，海岸的單純的輪廓，通常是極少發生變化的。這類海岸叫做中立型海岸，或中性海岸。

海退時平原地方海岸的變化　當海岸遭受地殼上升運動時，低而傾斜緩的海岸地帶逐漸增大，變成微微向海方而傾斜的平原。在這個低而傾斜非常緩的海岸上，只有小波細浪能够奔逐。大浪在未到海岸之前就破裂了，在這裏堆積起沙灘，叫做砂洲（Bars）。

瀉湖型海岸　隨着海水後退的程度，砂洲由水裏逐漸露出，形成砂嘴（Spit）。在砂嘴和海岸之間剩下淺水的狹窄的海灣，叫瀉湖（圖253）。當海水繼續後退時，夾在海岸和砂嘴之間的瀉湖就變成了陸地，砂嘴（以前是砂洲）就變成新的海岸。如果海水的後退繼續下去，那麼就形成新的砂洲，以後又形成新的海岸，



比例尺 1：315

圖 253 砂嘴和潟湖

循此前進。結果，就形成了具有許多砂洲的低平的沿海平原。根據這些新的海岸的情況能够判斷出，以前海岸曾在那裏，海後退了多遠。

不僅波浪作用的結果能形成砂嘴。河流和沿岸流的共同作用，也能够形成砂嘴。

沿海岸流動的海流和流入海裏的河水相遇，流速銳減，河流運搬來的物質就在這裏沉積。在河口首先形成狹窄的沿岸淺灘，以後淺灘漸漸變成砂嘴。

在海岸上時常可以遇到砂嘴。波羅的海南岸尼曼河和維斯杜拉河河口一帶的砂嘴，規模特別巨大。在下列各海沿岸砂嘴非常多：拉普底夫海、東部西伯利亞海、楚科特海、堪察加西部海岸、庫頁島東北海岸等。

如前所述，被砂嘴隔離起來的海灣，叫做潟湖。在德國，把它們叫做Haff。這樣的海灣有庫爾斯克灣和維斯林斯克灣，以前它們叫着庫里什 Haff 和福里什 Haff。



圖 254 庫爾斯克灣和維斯林斯克灣

有着多數砂嘴和潟湖的海岸，叫做潟湖型海岸。潟湖型海岸的海灣通常以長的砂嘴來防護波浪的衝擊，成為停船的好地方，往往更是天然的港灣。不僅如此，傾斜緩的砂岸便於捕魚。因此，潟湖型海岸通常幾乎始終有着相當多的住民。例外的只是那些淺水的潟湖，在潟湖岸上有很多草木繁茂的水湖，這樣的潟湖往往是瘧病的發源地。

海侵時平原地方海岸的變化 在陸地後退時，平原地方海岸的情形便完全不同。進襲陸地的海水，侵入低地，形成海灣和江灣。當海侵入河口時，就形成奇特的喇叭口形的江灣，這種江灣沿河谷深深突入陸地。這樣的江灣在黑海和亞速海沿岸很多，總稱為江灣（liman）。德涅泊江灣、頓河江灣都是很好的例子。

有江灣的海岸，往往叫做江灣型海岸。

在海進襲高的桌形平原時，海岸是不發生這樣劇烈的變化的。高峻的海岸在波浪的衝擊下變成傾斜急的岩壁。當海繼續進襲時，高峻海岸或被侵蝕，或被切割。浪波「切割」高峻海岸的作用，地質學者把它叫做海蝕（Abrasion）。（這個類型的海岸，叫做侵蝕海岸）。

山地海岸的形狀

縱海岸和橫海岸 往往有的海岸是由山地形成的。在這種場合，山嶺的方向和海岸綫的方向可能是一致的，相反地，也可能是不一致的。前者的好例子有：北美和南美的西部海岸，澳大利亞的東部海岸，亞洲東部沿海的若干地區。這類海岸往往未被切割，或被切割得很輕。它們總稱之為縱海岸，或整合海岸。在後者，即山嶺的方向和海岸的方向不一致，通常海岸綫彎曲分裂很厲害，這類海岸叫做橫海岸。大不列顛島、愛爾蘭島、阿拉斯加半島等西側海岸是很好的例子。

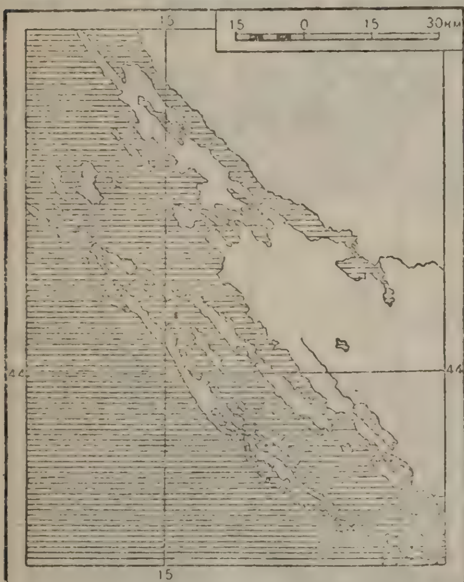


圖 255 達爾馬提亞型海岸

達爾馬提亞型海岸 當縱海岸下降時，海侵入山間的谷裏，海岸就有了特殊的分裂很厲害的性質（圖255）。此時，島、半島、海灣和海峽的方向和沿岸山脈的方向相一致。達爾馬提亞沿岸（巴爾幹半島西北岸）是很好的例子。這類海岸叫做達爾馬提亞型海岸。

達爾馬提亞型海岸一般有着防止波浪衝擊的極好的港灣，沿岸住民相當多。

峽江型海岸 在下降前就已經被强烈切割了的縱海岸，它的輪廓特別複雜。這類海岸最鮮明的例子有：斯堪的那維亞半島西北岸，格陵蘭島東西南各海岸以及巴塔哥尼亞西岸。在這種海岸的地方有許多深入陸地的海灣，叫做峽江。這類海岸叫做峽江型海岸。

峽江的特徵是：傾斜很急，往往是垂直的高岸，深度相當大。有時峽江的深度以幾百米計（索格聶峽江—1,200米）。在這種情況下，往往峽江底部的深度向大海方面去時逐漸減少。峽江海岸通常具有以前冰川活動的鮮明痕跡。在那裏有渾圓的礁岩、典型的冰川谷、漂礫堆，等等。所有這一切使我們有根據推想，橫山谷被冰川深化了，加寬了，以至在海岸下降之後變成了峽江。

峽江型海岸的住民僅僅集中於峽江深處的狹而低的海岸地帶。相鄰峽江之間的陸上交通是非常困難的。峽江是很好的天然港灣，特别是對於捕魚船隊來說，更為理想。

在蘇聯峽江型海岸見於可拉半島北部、新地島、台麥爾半島西北岸和楚科特半島東岸。

當深入陸地的狹窄海灣有着不高而傾斜緩的岩石海岸時，叫做 skär。有着多數 skär 的海岸屬於 skär

紅海岸。南芬蘭海岸是很好的例子。

里亞斯型海岸 在橫海岸下降時，海侵入了縱谷，谷變成海灣和江灣。這類海岸叫做里亞斯海岸，或正確些說，里亞斯型海岸。里亞斯型海岸最鮮明的例子是，西班牙西岸的加里西亞（Galicia）和阿斯圖利亞斯（Asturias）。

有時里亞斯海岸的海灣和江灣深入陸地，其外形好像峽江。但是它和峽江不同之處是，它的深度和寬度都逐漸向大海方面增大。

在塊狀山時，山脈的方向可能是多種多樣的，輪廓是比較峥嶸的。巴爾幹半島南部是很好的例子。

里亞斯型海岸富於陸上交通暢通無阻的好港灣。在這一點上，它比峽江型海岸是有無比的便利，因此通常總是人煙稠密。

島嶼和半島

島嶼 地球上所有島嶼的總面積，如前所述，爲一千萬方公里。這個總面積的57%是規模在五萬方公里以上的大島嶼，而其餘的43%是無數小島和許多中等規模的島嶼。

島嶼根據其起源分作大陸島、原始島或獨立島。

大陸島 大陸島或者是接近大陸的部分陸地，或者是已經消失了的陸地的殘餘。前者的例子有不列顛羣島、新地島、庫頁島、日本各島；後者的例子有希臘羣島——希臘與小亞細亞之間已經消失了的陸地的殘餘。大部分大陸島都位大陸附近（不列顛羣島、新地島、庫頁島、日本各島等），但是也有離大陸很遠的(斯匹次堡、法蘭士·約瑟夫島、新西蘭等）。大陸島在構造上和大陸相似。在大陸島上各地質時代的沉積岩都是正常地累疊着，或集成褶曲，褶曲破裂生出裂縫，裂縫裏塡塞着火山噴發時生成的岩石。

位於大陸海岸近處的島嶼，往往有着與海岸非常相似的構造。不難瞭解，它們恰似大陸的繼續。這些島嶼上的動植物界和大陸上的動植物界相近似。這一點使我們能够確定這個島在什麼時候離開大陸。例如，不列顛羣島的動植物界和西歐的動植物界相近似。同時，愛爾蘭島比大不列顛島動物種類少。關於西歐、大不列顛島和愛爾蘭島各動物界精密的研究證實了，愛爾蘭島之變成島嶼是比大不列顛島早，即在冰川時期，而大不列顛島是在冰川以後的時期。

原始島或獨立島 有很多島嶼，向來不是大陸的一部份，而是獨立地形成於海洋之中。首先屬於這類島嶼的是，由於河川、波浪和岸流的作用結果而生成的島嶼。這種所謂沖積島，我們已經學過了。由於火山作用而形成的島嶼是屬於這一種的。這種島嶼大部份是從海底昇起的單個火山或火山羣，夏威夷羣島和太平洋其他絕大多數島嶼是很好的例子。所有這類的島嶼叫做原始島，或獨立島。珊瑚島也可以列入原始島之內。

珊瑚島 由於珊瑚蟲的活動的結果而形成的島嶼，分佈很廣。這種島嶼總稱

之爲珊瑚島。

關於珊瑚蟲的生活情形，我們在動物學裏已經學過了。我們僅僅復習一下：珊瑚蟲生活所必需的，是溫度不低於 20° 的清淨海水，深度不超過90米（對於珊瑚蟲的生活最好的條件是深度到30－40米）。

由於珊瑚蟲的活動的結果而形成的珊瑚構造物，可以分作三大類：岸礁、堡礁和珊瑚島或環礁（Atoll）。

所謂岸礁是指周邊圍以島嶼或大陸岸的隆起狀的珊瑚構造物而言。這個隆起與海岸相隔一個很狹的水道（Canel），有時它稍爲高出於水面，有時不露出水面（圖256）。

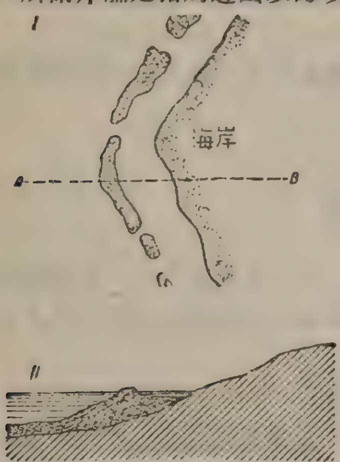


圖 256 岸礁
I—島嶼圖；
II—剖面圖。

堡礁在基本上也是同樣的隆起，但是離開海岸很遠。最大的堡礁在澳大利亞東北岸，綿延約200公里。這個堡礁以寬50—60公里、深100米的瀉湖與海岸相隔。堡礁本身的寬度有幾十公里。

很明顯地，岸礁是由於沿岸地帶慢慢沉落的結果而形成的，此時日益成長的岸礁也就變成了堡礁。

珊瑚島或環礁是平而又低的環狀島嶼，其內部有一個淺水的瀉湖。這個瀉湖往往以水道與大海相連。環礁的規模是不同的：直徑從2—3公里到30公里，甚至到90公里。

環礁的形成過程是這樣的。首先珊瑚羣在適當深度的淺灘比較均勻地生長起來。以後，由於良好的營養條件，位於外緣的珊瑚羣成長比較迅速，最後，露出到水面上，形成環礁（圖257）。

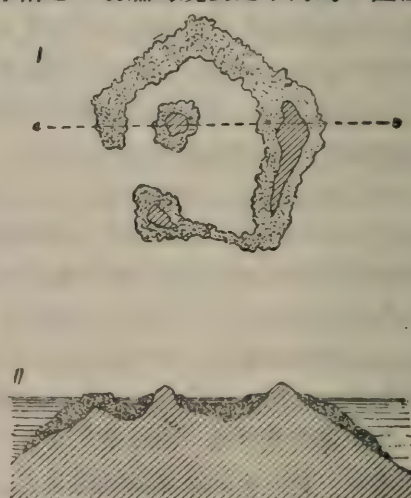


圖 257 環礁的鳥瞰圖和垂直剖面圖

在許多場合，水下珊瑚構造物的高度達100—200米，或更高。關於這點只能這樣說明：這個區域的海底遭受着緩慢的下沉運動。隨着下沉的程度，環礁下部的成長停止了，但是上部還繼續生長（圖258）。

半島 地球上大部分的半島，從外部構造和內部（地質）構造來看，是大陸的直接繼續。這類半島的最鮮明的例子是歐洲巴爾幹半島和亞平寧半島，亞洲的小亞細亞半島和印度支那半島，非洲的索馬利半島，澳大利亞的約克角半島，北美的拉布剌達半島和阿拉斯加半島。

還有其他類型的半島。我們以克里米亞半島爲例。在外形上，它是一個島嶼，

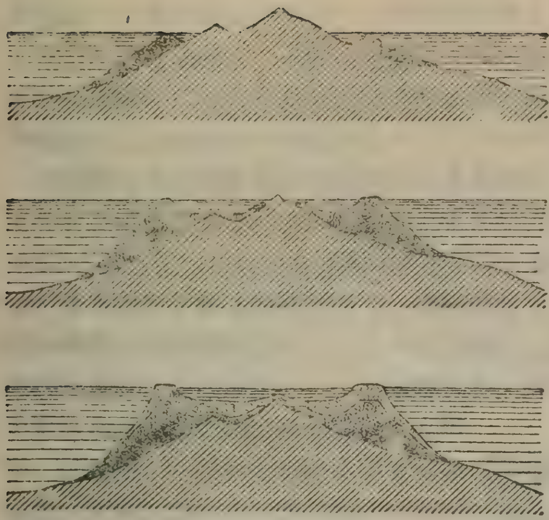


圖 258 環礁的生成過程圖

它以一個很窄的彼烈柯普斯基地峽與蘇聯南俄羅斯平原相連。地質學關於克里米亞半島精密的研究告訴了我們，克里米亞半島以前的確曾是一個島嶼，它在不久之前才和大陸連接起來。這樣與大陸相繫的島嶼有：伯羅奔尼撒（摩里亞）半島、堪察加半島、麻六甲半島和佛羅里達半島等。這類半島叫做**繫留半島**。

繫留半島和大陸直接繼續的半島，不是始終都能很容易區別開的。例如，印度半島在形狀上是亞洲大陸的直接繼續。其實它是一塊大陸，它在第三紀時還是一個島嶼，只是在以後才和大陸相連，變成了半島。阿剌伯半島以及其他若干半島的情形也是如此。一般地說來，解決某一半島起源的問題，不僅需要精密的研究該半島的外形，而更要研究它的地質構造。

動植物界在判斷某一半島的起源問題上極為重要。如果一個半島以前曾是一個島嶼，那麼這個半島上的動植物界就和大陸上的動植物界不同。例如，在堪察加半島上沒有麋（Cervus alces），直到最近(1910年)以前沒有松鼠（Squirrel），松鼠在亞寒帶針葉林帶（Taiga）是非常有特徵性的動物。堪察加半島的植物界也和大陸的植物界非常不同。

大陸的構造及其分佈的基本輪廓

陸台和大向斜　如果不特別注重細節，那麼可以說，每個大陸在基本上有着兩種主要的起伏形狀：平原地方和山岳地方。在研究地球表面的形狀時發現，平原的大部分表面是由比較水平地疊累着的地層組成的。

至於山岳地方，相反地，它們的地層往往是彎曲的，聚成褶曲，甚至破裂生出裂縫。

這種地層疊累上不同的情況，我們在世界各處都能看到。現在取我們已經多少熟悉一些的亞洲北部作例子。西部西伯利亞低地的廣大平原是由幾乎水平地疊累着的新生代地層和中生代地層組成的；在中部西伯利亞高原地方，甚至古生代地層也比較水平地疊累着。此外，在喜馬拉雅、興都庫什以及其他許多亞洲山岳地方，甚至第三紀地層也皺聚成褶曲。這種地殼各部分不同的情況，我們在南北美、非洲、澳大利亞也看得到。這些大陸的一些地區，由最古的地質時代以來未

遭受過褶曲運動，另一些地區在最近的地質時代——第三紀和第四紀——皺積成褶曲。這樣一來，很明顯地，一些地區獲得了很大的强度，或如地質學家所說，獲得了很大的「硬度」，相反地，另一些地區的特徵是具有了彈性和撓性。硬度相當大、在最近地質時代（新生代和中生代）未遭受過褶曲運動的地區，通常叫做陸台（Platform或platform land）。以具有彈性與撓性爲特徵的另一些地區，叫做大向斜，或大向斜地方，它們的特徵是褶曲運動較晚（中生代、新生代的褶曲運動）。（關於大向斜的詳細情形，留待後面再講）。

陸台的構造及其發展的途徑 在每個陸台，在寧靜疊累着的地層之下，通常是比較古的褶曲非常鮮明的地層（參看圖259）。這個比較古的、表面大部分多被均夷的、褶曲的陸台的基底，叫做陸基（foudation）。根據陸台的構造，始終能比較明確的想像出陸台形成史的幾個主要階段。例如，根據陸基是褶曲的，我們完全有理由推想，以前在現在是陸台這個地方的一部分地殼的特徵是軟韌性和撓性很大；



圖259 地層的不整合

換言之，它在質的方面類似我們現在所講的大向斜。以後，經過了幾次褶曲運動之後，該地區獲得了一定程度的非軟韌性和「硬度」。現在所生成的一切側面壓力，在這裏遇到了「硬度」的抵抗。在這些條件下，地殼的堅硬部分就不能形成褶曲。由以前褶曲運動結果而生成的山地表面，逐漸地破壞了，削平了。削平了的硬塊，失掉了形成褶曲的能力，以後只是遭受了緩慢的垂直運動，即地殼上昇和地殼下降。在下降時期，硬塊表面變成了海底，同時也變成了堆積沉積物的地方。幾百萬年過去了，在削平了的硬塊表面上堆積起了石灰石、粘板岩以及其他沉積岩層，各地層的厚度往往以幾公里計。各地層不整合（往往水平地疊累着的）地堆積在削平了的硬塊上，上昇變成了陸地。再遭受到新的下降時，它又變成了海底，在它的表面上又堆積了沉積物。由於經過了非常長期的地質時代，這個硬塊不只一次變成了海，又變成了陸地。我們根據海洋沉積地層來確定硬塊的海洋狀態時期，根據沒有海洋沉積物和有大陸（河、湖、沼）沖積物確定陸地狀態時期。例如，西伯利亞陸台（中部西伯利亞高原陸地的一部分）還在古生代初就獲得了硬度。在下東古斯科河流域，水平疊累着的古生代地層厚達5,000—7,000米。含石炭的大陸地層，在這裏深達500—1,000米或更多。西伯利亞陸基有着寒武利亞以前的褶曲。

位於鄰近的烏拉爾西伯利亞陸台（在西部西伯利亞低地地方）有着青年期的褶曲的陸基，它們在西伯利亞鐵路區域位於約1,000米的深處。在這裏最後的褶曲運動發生於古生代末期。以後，可能是，在鄰近的更古的和更硬的陸台（東歐台地和西伯利亞台地）的側面壓力的影響下，現在是西部西伯利亞低地的那一部分地殼下降了，變成了海。比較水平地疊累着的侏羅紀、白堊紀、下第三紀、第四紀的地層，已是含有巨齒獸（Mastodon）、獨角犀以及其他陸棲動物的

骨骸的大陸沉積層了。

由上面所引各例子中可以明顯看出，陸台按其年齡和性質是不同的。但是一切陸台的特徵：沒有最近地質時代的褶曲運動，有古的褶曲的陸基和地殼運動，即緩慢的垂直運動。

盾狀地 很明顯地，陸台的某些最古部分，自古代以來，主要地遭受過上昇運動。在這些地方不整合的更後期的地層往往被侵蝕，同時在此場合陸基露出到地面。露出陸台的基盤的那部分地殼，叫做盾狀地（Schield）。盾狀地通常是由經過劇烈移動的寒武紀以前的岩石組成的。這種盾狀地的例子有波羅的盾狀地（斯堪的那維亞半島和可拉半島、芬蘭和加勒里亞），在西伯利亞有阿那巴爾盾狀地（阿那巴爾河上游）、阿爾坦盾狀地（在上阿爾坦流域）等。

大向斜地方的情形却完全不同。

大向斜的概念 在山脈崩壞得很劇烈的地方，往往發現有很厚（10—15—20公里或更多）的沉積岩層。不僅如此，這些沉積岩層，從最下部到最上部，都是同一類型的，是海岸沖積層或淺海沖積層。在垂直剖面圖上，這些沖積層通常有着透鏡一般的形狀。

乍看起來，可能沒法瞭解，一般地說來，怎樣能形成這樣厚的沖積層呢。即使假定能有深度在10—20公里以上的海存在，但是還不能弄明白，這樣的海裏所堆積的怎樣能是同一類型的沖積層，即海岸沖積層和淺海沖積層，而在一般的海洋的不同深處所沉積的軟泥却又是完全不同的。

這個現象只可能這樣地來解釋。很顯然，以前是一個比較不很大、不很深的海，從周圍的陸地有大量的物質被沖運到這個海裏來，它們就成層地堆積在這個海的底部。隨着沖積物積累的程度，海逐漸被淤塞，就變淺了。此時，積累起來的沖積層以很大的壓力加到相當於海底的那一部分地殼上，是可以想像的。由於這個壓力，該部分地殼彎曲了，海還繼續存在。在海底又堆積了物質，海底在沖積物的重力之下又彎曲了，依此類推。沉積物的連續堆累和逐漸的彎曲的結果，能够生成我們在大向斜裏看到的那種透鏡型的沖積層。

這樣的沖積層，不僅能生成於狹窄的海底，還能生成於大陸的邊緣及其沿岸地方。正是在這裏，即在大陸的邊緣，沖積物最迅速地堆積起來。這些沖積物後來引起褶曲的發生。很顯然，這種情形發生於比較廣大的地區（圖260—Ⅰ）。

由上述可以得出結論說，一定地區的地殼（即堆積非常厚的同一類型的沖積形成物的地區）具有最大的易曲性（彈性）。這種易曲的和不堅實的地殼叫做大向斜。

絕大多數的現存的和已被破壞的褶曲山脈，如觀察所證明，是位於大向斜層區域裏的。這種情形使我們有理由作結論說，大向斜層是最容易形成褶曲山脈的。

在大向斜層範圍內褶曲形成過程的情形，大致如下。非常厚的沉積岩的沖積

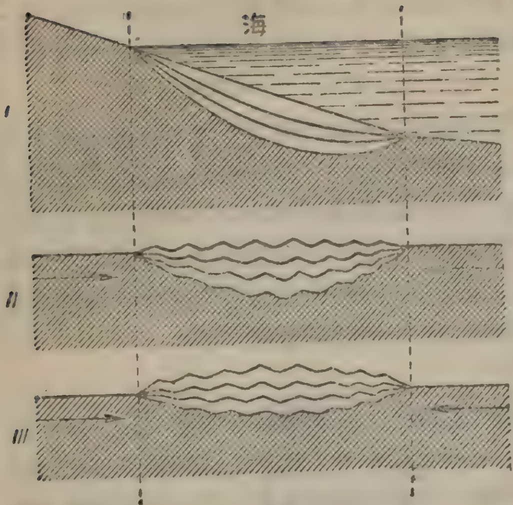


圖 260 造山運動的幾個階段（據大向斜假說）
Ⅰ．堆滿了沉積物的大向斜盆地；
Ⅱ．海底的上昇，因上昇而引起的大向斜的收縮，最初的褶曲的形成；
Ⅲ．由於側面壓力作用而引起的大向斜的收縮、褶曲的增大以及整個褶曲系的繼續上昇。

層，由於側面壓力作用的結果，縱聚成褶曲，致使矽鋁層（Sial）的厚度劇烈增大。因爲矽鋁層厚度增大，褶曲地區就緩慢地「浮起」，在海底形成的褶曲，露出到地球表面，變成了山。這個過程的進行是非常緩慢的。此時，由於風化、冰川和流水的作用，褶曲逐漸崩壞，從地面消失，山脈的構造變成我們通常所見到的那樣的構造(圖260)。

在大向斜層區域，地殼發生斷裂，致引起地震和火山作用的現象。

還有威格涅爾教授的一個非常有趣的假說，根據這個假說，認爲造山作用、火山作用、地震現象是大陸在水平方向的移動。在以後我們考察大陸的起源問題時，再來講這個假說。

大陸分佈和大陸形狀的特徵

南北兩半球上大陸的分佈 我們曾經幾次地提到了這個事實，即地球上海洋的面積超過陸地面積很多（被水的地球表面佔71%，陸地佔23%）。同時我們已經知道大陸和海洋的分佈是非常不均衡的。例如，在北半球，陸地面積佔整個半球表面的39%，在南半球，則佔19%。如果取一個地球儀，並且轉動它，使羅亞爾河（法國）的河口約略地成爲離我們最近的一點，那麼面向着我們的這個半球，幾乎全是陸地，而背着我們的那個半球，海洋佔94%。幾乎把所有陸地都集中於一身的那個半球，叫做陸半球；第二個半球，叫做水半球（圖261—262）。前一個半球的極地在羅亞爾河口附近。第二個半球的極地在新西蘭南島的東方。但是就在這種情況下，陸半



圖 261 陸半球



圖 262　水半球

球上的陸地也只佔48%，而水半球上的陸地僅只佔 6 %。使人產生出這樣一個印象：幾乎所有的大陸都集中在北冰洋的周圍。

大陸的分佈　當我們大概地看一下地球儀和半球地圖時，就容易發現陸地區域由北向南的巨大的伸展性，特別明顯地表現於北美大陸和南美大陸。同樣的情形，雖然不如南北美大陸那樣明顯，也發現於亞洲和澳洲，歐洲和非洲。由於這個伸展性，便給各大陸的自然地理條件創造了巨大的多樣性。

還有一個特徵不能不提一下，即南北大陸的對偶分佈。例如，北美和南美相對，亞洲和澳洲相對，歐洲和非洲相對。在南北大陸之間有一個非常特殊的海的地帶，它的特徵是有多數的島嶼以及火山和地震現象的廣泛分佈。南北美之間的這種海是加勒比海，亞洲和澳洲之間的是亞澳海，歐洲和非洲之間的是地中海。海，特別是海岸和島嶼都有着地殼構造方面的破壞的痕跡，這些劇烈的破壞是已發生和正在發生於地殼深處的。我們所講過的海的帶狀分佈，給一些著者提供了論據，他們認爲有一種特殊的地殼「斷裂地帶」存在，它和赤道相交成一個不很大的角（圖263）。



圖 263　地殼斷裂的主要地帶

各大陸的構造和輪廓的差異　當觀察大陸地圖時，我們還看到一個特徵：南北大陸在範圍上、表面構造上和輪廓上有着巨大的差別，整個北半球大陸都向北方展開，同時分裂開，形成很多的半島和島嶼。這些半島和島嶼如同觸角一樣從各方面包圍着北冰洋，各海洋的北部也有很多的半島和島嶼。在北半球大陸上，褶曲帶、斷層帶及火山地震帶的分佈相當廣泛。和北大陸的起伏的複雜性直接有關係的，是北半球大陸海岸的彎曲分裂性。

南半球大陸的情形却完全不同。南半球大陸向南方收縮，它的特徵是褶曲山系比較不複雜，平原（台地）地方很多，海岸綫的彎曲分裂性非常微弱。

大陸的構造及其分佈的特徵的地理意義　我們講過的大陸的分佈、構造、輪廓方面的一切特徵，在地理上有着巨大的意義。例如，北半球的陸地之集中和大陸由北向南的伸展性，首先影響氣候，關於這一點我們在前面已經講得很多。大陸集中在北半球，特別是大陸向北方的展開，使幾個大陸的東端和西端能够接近起來。例如，亞洲和北美洲被共有的大陸性淺灘連接起來，僅被很淺的白令海峽隔開，海峽中央有島嶼。歐洲離北美洲遠一些，但是格陵蘭島和冰島使這個距離相當地縮短了。有一切根據來推想，在不久的地質時代以前，這個聯繫是相當密切的，因之保證了大陸之間的動植物的移植，結果使北半球各大陸的動植物界形態非常豐富、多種多樣和完全。我們所看到的大陸間動植物界形態的相似，是由於大陸接近的關係。同樣由於北半球大陸接近的關係，使以前住在這裏的人民能够開始交際，這種交際在北大陸居民的文明和文化的發展上起了很大的作用。

南半球大陸的情形却完全不同，它們比較狹窄一些，同時互相的距離也遠一些。不言而喻，南大陸的動植物界，與北大陸相反，相互的差別是非常明顯的。

關於大陸起源的幾種假說

收縮假說　收縮假說是企圖說明大陸之起源的假說中的一個流傳很廣的舊假說（1852年）。這個假說的主要內容是：地球內部隨着冷却的程度而逐漸收縮。但是冷却了的地殼却保持着以前的大小。結果在地核和地殼之間形成了一個空隙。在空隙上的一部分地殼由於重力的作用而下降（圖264）。下陷的地方，充滿了水變成了大洋，昇起的地方變成了大陸。

這一假說也可以說明褶曲山脈的起源。

在一部分地殼下陷時，產生一種非常强大的側面壓力，結果形成了褶曲。在當時所有的教科書和通俗書籍都載有這個假說。如其說它是研究地殼的褶曲的成果，不如說它是從康德和拉普拉斯的地球起源假說得出的理論上的結論（地球的逐漸冷却一定要引起地球的收縮）。地質學家海謨(Heim)利用這個假說在1878年提出了非常重要的學說。他不僅證明了侏羅山脈地方的地殼收縮的事實，還企圖算出它收縮的程度。他取從巴塞路市到日內瓦湖的距離，這段距離等於16.8公里，他在理論上把褶曲拉平了，也就是說使該地區的地殼恢復形成褶曲以前

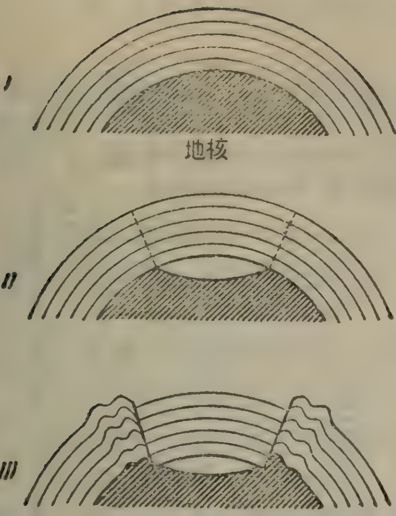


圖 264 造山作用的幾個階段（據收縮假說）

可能存在的狀態。那麼，他所取的兩點之間的距離不是 16.8 公里，而是22公里。這樣一來，收縮的大小等於 22－16.8＝5.2公里。海談繼續作這樣的研究，計算了整個阿爾卑斯山脈，求出了收縮量＝120 公里〔註〕。

海談的結論激起了許多地質學者去對岩石的可塑性和形成褶曲的過程作實驗的研究。實驗粘土、鉛等以及其他可塑材料的結果，這在前面已經講過，大大地證實了在側面壓力作用時形成各種褶曲的事實。

儘管有許多非常鮮明和似乎不容爭辯的材料，但是空乏的假說不能夠說明所有的地質構造的變化過程。首先必須提出的有：（1）在陸地昇起和下陷時不發生形成褶曲作用的事實，（2）山岳形成的週期性，（3）充滿了噴出岩的廣大的破縫的存在，以及其他某些事情。這些問題迫使地質學家提出了許多新的假說。在現有的多數假說中，我們暫時僅談一談爲多數現代地質學家所承認的大向斜假說。「收縮」假說曾在幾十年間繼續佔着統治的地位。所有的教科書都記載它，一直流傳到現在，當然，是經過若干修正的。但是如前所述，反對這個假說的，是有着許多嚴正的反駁理由的。

大向斜假說 根據現存的說法，我們研究所及的地球表面，可分爲陸台和大向斜。我們有根據推想，在最古地質時代，大向斜盆地是相當大的，而形成大陸的陸台是很小的。在大陸邊緣處沉積物的堆積引起了造山作用，因而增大了大陸的面積。在以後的每一個時代，褶曲運動逐漸增大了大陸的面積，縮小大向斜盆地的面積。這個假說是比較有論據的。這個假說和收縮假說結合起來，能够很好地說明大陸的起源、山脈的起源。但是這個假說也具有一些缺點。例如，它不能說明大陸之間的聯繫，這種聯繫毫無疑問地在過去的地質時代是存在過的。

威格涅爾假說 威格涅爾假說是非常有趣的（1912年和1918年）。這個假說比以前的一些假說複雜得多，但是我們將儘可能簡短地來敘述它。

在學習地球構造的根本輪廓時，我們學過了，地殼的上層部分是由比較輕的所謂矽鋁岩組成的，而下層部分是由比較重的矽鎂岩組成的。這個比較輕的由矽

〔註〕阿爾卑斯山脈收縮量計算的精密程度遠遜於侏羅山脈的計算，因爲阿爾卑斯褶曲中有許多還缺乏充分的研究。此外海談沒有考慮到 Шарьяжь，它在那時還沒有被發見。結果，收縮量是大大地縮小了。

鋁岩組成的一部分地殼恰似「飄浮」在比較重的矽鎂塊的表面上一樣。

為了弄明白這個道理，我們作下面這樣的一個推理。

假設我們面前是覆着浮冰的海面。一些扁平而廣大的冰塊露出水面一米，另一些冰塊露出水面二米，第三種冰塊露出水面五米。已知，通常冰塊露出水面的部分不大於整個冰塊的體積的八分之一，我們可以說，露出水面一米的冰塊厚八米，露出水面二米的冰塊厚十六米，露出水面五米的冰塊厚四十米（圖265）。這樣一來，露出水面的那一部分冰塊的重量等於浸在水裏的那部分冰塊的重量（根據阿基米德原理）。

我們在地殼上也發現近乎這樣的情形。

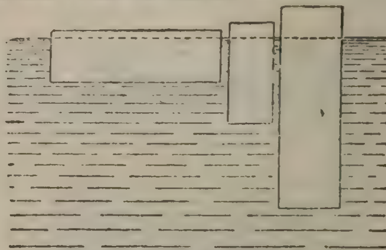


圖 265

如果地殼表面完全是平坦的，那麼根據浮冰的情形推理起來，就必須認為地殼的矽鋁部分的厚度到處都是一樣的。事實上並非如此。在地球表面上有山地、平原以及海所佔據的比較深的凹處。所有這一切都告訴我們，不同地方的地殼的厚度是不一樣的，在昇起最高的地方，地殼的厚度是最大的，相反地，在下陷的地方，地殼的厚度是最小的（圖266）。在這裏，和冰塊的情形一樣，昇起很大的一部分地球表面和位於較深處的、由比較輕的矽鋁岩組成的大塊物質的重量相抵消。這種大塊物質的近似平衡的狀態，叫做地殼均衡狀態，或叫做地殼平衡。

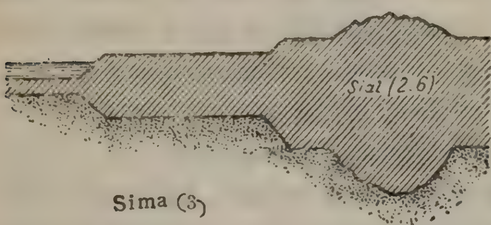


圖 266

但是我們舉作例子的浮冰和「飄浮着的」地殼的矽鋁層的類比，可以認為只是非常近似而已。冰是構造相同的固體，水是構造相同的液體。地殼的上層是固體的，而下層在高溫高壓的作用之下或快或慢逐漸地獲得「可塑」性，或如自然地理學家所說的「樹脂狀的」性質。因為流動性非常慢，才形成這種特殊的「可塑的」或「樹脂狀的」狀態。如果浮冰的平衡狀態被破壞（由於融化或冰塊堆積），那麼浮冰的平衡狀態會很迅速地恢復過來。但是地殼失去平衡時，它的恢復却需要幾千年的時間。例如，曾堆積在斯堪的那維亞半島上的冰塊（在冰川時期其厚度達1,500—2,000米），使該地區的地殻沉陷下去。當冰川融化了之後，斯堪的那維亞半島就開始緩慢的上昇，一直繼續到現在。隨着山脈逐漸崩壞的程度，在若干山地也發生這樣的緩慢的上昇。相反地，在山脈崩壞生成物堆積的地方，會發現地殼的下陷，等等。在過程緩慢地進行的條件下，地殼的完全平衡是不可能的。所以，在我們看來，地殼均衡狀態，是恢復不斷被破壞的平衡的經常傾向，也就是經常的運動（圖267）。

因此，如果地殼的矽鋁部分到處都是同樣的厚度，那麼它的表面就會是平坦的（類似於飄浮在北冰洋裏的大冰山的表面）。事實上並非如此。地殼表面上有規模相當大的山地，高出海面 5,000—7,000 米。除此之外，還有廣大的大陸地區，高出世界大洋底面平均在3－4公里。由於有這樣的昇

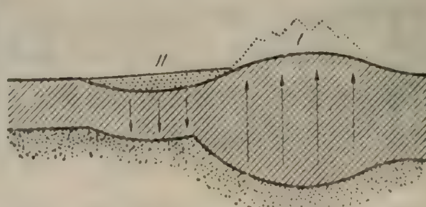


圖 267　I—崩壞了的山；II—山的崩壞物堆積的地區。

起的地方，所以認爲大陸部分的矽鋁層的厚度一定相當大，是非常自然的事情。

有一些自然地理學家根據地殼均衡狀態的事實以及其他許多材料推想，大陸是浮在比較重的矽鎂層上的巨大的矽鋁塊。在這些條件下，在大洋底部，矽鋁層或是非常薄，或是完全沒有。自然地理學家威格涅爾特別詳盡地和仔細周密地研究了這個道理。

根據威格涅爾那假說，地球的矽鋁層最初（在元古代）均勻地被覆着整個地球，其厚度約有30公里。在那時，自然不能有陸地；一個連續的大洋深度約2.6公里。

在地球自轉（由西向東）的影響下，矽鋁層開始在水平方向由東向西非常緩慢地「滑動」。同時在離心力作用之下，矽鋁層發生由北和南向赤道方向的運動。運動的結果，也可能由於其他的原因，產生了裂隙，以後又產生了褶曲作用。最初的裂隙越來越大，逐漸露出了矽鎂層，矽鎂層逐漸冷却，形成了現在太平洋區域裏第一個眞正的深水的大洋的底部〔註〕。矽鋁層由於反覆的褶曲作用的結果逐漸地厚起來，集攏成一個大陸，以後由於分裂和「蠕動」，從這一個大陸生成了我們現在所知道的幾個大陸（圖 268）。大陸的分裂和形成是從侏羅紀開始的，根據威格涅爾的意見，這種緩慢的大陸的漂移運動一直繼續到現在（例如，根據他的計算，格陵蘭在以年約二十米的速度離開歐洲）。南北美洲和歐洲、非洲斷開之後，比舊世界大陸更迅速地向西方移動，是形成大西洋的根源，大西洋兩岸在地質構造上保持着平行和相似（也成爲證明分裂這一事實的論據之一）。向西方移動的美洲大陸遇到了凝固了的矽鎂層的阻力，結果沿南北美整個西岸形成了褶曲地方——科的勒拉山脈和安達斯山脈，狹窄的南美大陸南端同樣由於阻力作用的結果，就形成了向東方若干度數的彎曲（參看半球圖）。歐洲的阿爾卑斯山脈和亞洲的喜馬拉雅山脈是這兩個大陸向南方，即向赤道運動的結果，等等。

威格涅爾假說有趣的是，它非常巧妙地說明大陸的形成及大陸構造的情形、造山運動、各地質時期氣候的變化、冰期等。因此，儘管有一些缺點，但是至今這個假說在地質學者、地理學者中間還廣泛地得到承認。

但是這個假說也遭到一些反駁。例如，關於大西洋兩岸相平行的問題，經過精密的研究，發現並不像威格涅爾想像的那樣完善。關於能引起大陸在很大距離內作水平位移的力的存在問題，論據還是很不充分的。

在結尾必須指出，我們在這裏所學的僅僅是流傳最廣的假說。同時必須補充一句話，就是我們所學的每個假說都反映着研究地球的科學的發展史的每個時

〔註〕在二十世紀初（1907年和1914年）天文學家皮契令（В. Пикернuг）提出了一種說法，認爲太平洋的底部是「地球和月球分離的結果而形成的傷痕」。後來地質學家施文那（1928年）也提出了同樣的說法。

代。毫無疑問地，在將來隨着我們的知識的增進，我們將具有更完善的、但是同時也是更複雜的關於地球的起源及其面貌發展的假說。



圖 268　大陸形成的過程（據格涅爾假說）
甲．　石炭紀的大陸。
乙．　第三紀初大陸的「蠕動」。
丙．　第四紀初的大陸。

第七章　土壤、植物界和動物界（生物圈）

生物圈的一般概念　「生物圈」這個術語我們已經學過了。前面我們已經講過，把所有的各種生物（從細菌到人）看成一個整體時，叫做生物圈。但是這個概念裏所包括的內容，在所有的學者說來，遠不是同樣的東西。我們的意見，認為科學院院士維爾那德斯基的定義是最成功的。維爾那德斯基認為生物圈是成為生物的生活場所的地球上層一薄層。這個生物圈大致上包括高達十公里的大氣圈下層，從地面深達三公里的岩石圈上層，以及整個的水圈。生物圈的這種解釋非常近於我們在地理學上所叫的「地球表面」。

生物圈在地球的過去和現在生活裏的作用是很大的，以致於我們在這一簡短敍述裏不能够把它較為完整地加以說明。我們只是指出這一點，單是氧每年就有10—15噸（即約等於大氣圈裏氧的整個含量）通過生物界的生物。根據傑出的學者們（維爾那德斯基等）的意見，存在於大氣圈裏所有的游離的氧都是綠色植物的光合作用的結果而創造出來的（即分解二氧化碳和水，游離出游離狀態的氧以及形成有機物）。煤、泥炭、石油、石灰岩以及其他許多岩石的形成也是由於生物的活動，關於這一點我們在前面已經講過了。在粘土、紅土、壤土的生成上，以及由於風化作用已經生成和正在生成的許多其他岩石的形成過程上，生物所起的作用是很大的。

生物的化學作用非常大。例如，在實驗室裏高嶺土只能在溫度1,000°左右時分解成它的各個組成部分，而生物(矽藻)在普通的溫度下就能完成這個過程。綠色植物分解水和二氧化碳的情形也是這樣。

指出這一點也是很重要的，即所有這一切複雜的化學作用主要地是由最簡單的單細胞動植物所完成和正在完成着的。

生物圈裏的生物可以分成兩個集團：植物和動物。植物比動物具有更多的地質化學能(Геохимическая энергия)。在植物中綠色植物(即生成葉綠素的植物)佔着特殊的地位。只有綠色植物才具有分解二氧化碳和水、製造以及貯藏有機物的能力。但是綠色植物對於陽光的依賴關係這一點則限制了綠色植物的分佈區域。綠色植物只存在於陽光所及的岩石圈表面和水圈上層。細菌和綠色植物相反，沒有陽光也能生存，在許多場合，沒有空氣裏的氧也能生存。不僅如此，細菌能够抵抗簡直是令人難以相信的溫度條件。例如，我們都知道，有些細菌甚至在150°和180°時還不喪失自己的生活力（在乾燥的環境裏）。有的細菌孢子繼續在液體氫（−253°）裏放十小時，也不喪失自己的生活力。細菌和黴菌能抵抗

强大的壓力（達3,000大氣壓，酵母菌甚至達8,000大氣壓）〔註一〕。

繁殖非常迅速是細菌的特徵。例如，一個大腸菌（Bacterium coli）在一晝夜之內變成2.78×10^{18}個，而霍亂菌的繁殖力更快（一晝夜約繁殖六十四代，共有6.4×10^{18}個）。在繁殖不受阻碍的條件下，這樣的細菌會在一個半到兩個晝夜之內佔滿了地球。

動物界和植物界不同之點首先在於：動物只攝取植物所製造出來的現成的有機物。因此，只有大量植物存在時，動物界才能够存在。換句話說，地球上動物的數量永久少於植物的數量。

怎樣地並且在什麼時候地球上才出現了生命，我們現在還不能够確切地說出來。但是從元古代以來在各個地質時代地球上都存在着生物，這是不容爭辯的。所以，現代的生物在發生方面(即在其起源上)和以前所有地質時代的生物是有關係的。生物具有非常迅速繁殖的能力，這使我們有一切根據推想，從它們出現在地球上的頭幾天開始，它們就非常迅速地傳播到了整個地球表面。以後形態逐漸複雜起來，產生了新的種，一直到我們今天所看到的多種多樣。根據維爾那德斯基的意見，儘管生物的發展是經過了一個非常長的進化的路程，但是地球上生物的數量，從最古的地質時代開始一直到現在，大體上還都是同樣多的〔註二〕。

土　壤

在熱、水分、空氣和生物活動的影響下發生了變化的地殼表面層，叫作土壤。陸地上的植物和土壤有着最密切的關係。植物的根伸長到不同深處，從土壤吸取一切所需要的營養鹽類，沒有這些營養鹽類，植物的生活是無法想像的。

人們在自己的經濟活動中也是和土壤有着非常密切的關係。為了能獲得豐收，人們必須好好地研究土壤，了解土壤的生活、土壤瘠薄的原因，以及探求改良土壤的方法。必須提一下，在版圖非常廣大、土壤種類繁多並且非常肥沃的蘇聯，研究土壤的科學是已經產生、成長、並且發展起來了。科學的土壤學的創始人是道庫契夫（1848—1903年）。他第一個確定了土壤和氣候、地形、岩石以及生物活動的關係，第一個提出了土壤的地帶性的學說。正確地建立在科學基礎上的土壤學，由於蘇聯學者（浦拉索洛夫、涅烏斯特魯也夫、蘇卡喬夫、波里諾夫等）的研究，發展成了一門很有趣的、很完整的科學，它博得了全世界的承認和威望。

如果不把南極大陸計算在內，那麼大陸的表面，除掉很少數的地方（高山和沙漠）之外，幾乎到處都蓋着土壤。但是各地方的土壤是極不相同的。例如，大家都知道，草原地區的土壤主要地是黑土，森林地區的土壤主要地是灰化土（По-

---

〔註一〕 В·Л·奧米梁斯基著，微生物學基礎。莫斯科，1941年版，127頁。

〔註二〕 В·И·維爾那德斯基著，生物圈。1926年版，230頁。

дзолистые почвы），苔原的土壤主要地是沼土，等等。爲要了解土壤有多種多樣的原因，首先必須知道土壤的構造以及生成土壤的條件。

土壤的組成與構造 土壤主要地是由碎屑物質組成的，其中有礦物物質和有機物質。通常前者是土壤的主要成分，後者是或多少的混合物。只有幾種泥炭沼土所含有的有機物質多於礦物物質。

成爲土壤的主要成分的礦物物質是各種岩石風化的生成物。只有一小部分礦物物質是由於生物殘骸分解的結果而生成的。

有機物質是動植物殘骸分解的生成物。在土壤的表面層能够識別出分解不多還保存着自己的形狀的動植物的殘骸（葉、莖、根等）。在深處，生物殘骸已是大大地失掉了自己的形狀，但是總還能够識別出來，同時使用水能把它們和礦物物質分離開（生物殘骸浮在水裏）。生物殘骸繼續分解時就完全失掉了以前的性質，就和礦物物質結成一個化學化合物。生物殘骸的分解生成物和礦物物質結成的化學化合物，總稱爲腐植質。 色黑是腐植質的特徵， 腐植質是土壤的重要部分，它決定着土壤的肥沃程度。

由於有腐植質存在，所以土壤的表面層有着很黑的顏色，和下部各層有着十分明顯的區別， 但是表面層的特徵不僅在於它的外部形狀， 也在於它的化學組成，還在於有無數的植物根穿進這個層。 含有腐植質的上層土壤， 叫做腐植層（Перегнойный горизонт почвы）。

在第二個層裏，腐植質集聚不多，但是溶解物質被沖走的痕跡比較鮮明。這個層叫着溶提層（Горизонт вымывания）。

其次的一個層，即第三層的特徵是，這一層裏有從第一二兩層沖出來的物質的集聚。 因此， 第三層可以叫作澱積層（Горизонт вмывания）。

在澱積層下就是所謂母岩（Материнская порода），往往也叫着亞土（Подпочва）。

每個土層的厚度，甚至同一類型的土壤的厚度都是多種多樣的。厚度通常用厘米計算。

除了礦物物質和有機物質之外，在土壤裏還有活着的生物。在它們之中，首先必需提出在土壤的生活上起着巨大作用的細菌。我們可以舉很多吸氮細菌作例子 。一種吸氮細菌有着利用空氣裏的氮並把它變成複雜的含氮化合物的能力。另一種吸氮細菌，幫助土壤中的有機物質腐敗時所形成的含氮化合物的集聚，等等。

土壤裏的細菌的數量非常龐大。據計算，在一立方厘米內含有二十到三十億個細菌。

除細菌之外，在土壤裏還居住着無數單細胞生物、眞菌類和藻類。在土壤裏還有植物的根。我們大家在植物學裏都學過，根，特別是根毛是怎樣作用於土壤的。

最後，在土壤裏還生活着多數的動物：蠕蟲、昆蟲幼蟲和小的嚙齒動物。它

們都對土壤以及成土作用具有某種程度的影響。這樣一來，土壤，除了礦物物質外，還包含着動植物在內。這一種情況使我們認爲土壤和生物圈是有着連帶關係的，如果沒有生物圈是不會生成土壤的。

土壤的形成 從岩石遭到太陽熱、水分、空氣和生物的作用的時候起，就開始了岩石的風化作用。細菌是參加風化作用和成土作用的最初階段的第一個生物。除了細菌之外，以後有地衣，再以後有蘚苔類和高等植物來幫助土壤的形成。由上述不難了解，風化作用的開始同時也就是成土作用的開始，或確切些說，是成土作用的準備階段。

在成土作用裏各種因子的作用 氣候在風化作用和成土作用上，有着決定性的意義。但是，不是組成氣候的一切氣象因子都有着同樣的意義。

溫度是第一個因子，並且幾乎是最重要的因子。在學習風化作用時，我們就已經指出了，溫度的變化是發生機械風化作用的原因。除此之外，熱在有水分存在時使化學風化作用和生物風化作用的過程加速，也使有機物分解的過程加速。相反地，在低溫時，化學風化作用和生物風化作用以及有機物分解的過程就非常緩慢了。所以，在地球上溫度不同的地帶，成土作用的進行方式也不同，因而形成不同類型的土壤，這是很自然的事情。

水分是風化作用和成土作用的第二個同樣重要的因子。沒有水分存在，化學風化作用和生物風化作用以及有機物的分解是不會發生的。水分不足時，這些作用就很緩慢了。不僅如此，在水分不足時，可溶鹽類如碳酸鈣、氯化鈉等都集聚在土壤裏。

在濕度增大時，成土作用就加速起來，但是在濕度非常大時，它就又緩慢起來，並且情形也不同了。在這種情況時主要的原因是空氣很難透入很濕的土壤裏。由於缺氧腐敗的結果，有機物分解的最後生成物不是氧化物，而是含氫化合物（CH_4、H_2S、NH_3等）。

總的來講，水分對於成土作用的影響是非常大的。

地勢起伏在成土作用上起着巨大的作用。地勢起伏對於氣候和壤中水有很大的影響，氣候和壤中水對於成土作用有很大的影響。在山嶽地方這種影響是特別明顯的，在山的各種高度和各種斜坡上生成各種不同的土壤。

如前所述，土壤的主要成分的礦物物質是由於某種岩石風化的結果而形成的。各種不同的岩石賦與土壤各種不同的性質，這是很自然的事情。在這裏首先必須指出不透水岩石和透水岩石之間的差異。在降水量相同時，主要成分的礦物物質爲粘土的土壤比主要成分爲砂子的土壤所含的水分爲多。岩石的化學組成也具有很大的重要性。大家都知道，例如，鹼性土的存在使土壤逐漸鹼化，石灰岩的存在增加土壤裏鈣鹽的含量，等等。但是土壤的主要成分的礦物物質對土壤性質的影響比氣候對土壤性質的影響小得多。

在研究土壤的組成和構造時，關於生物在成土作用上的作用，我們已經講得很多了。在這裏我們只簡單地談一談人類由於其經濟活動的結果而對於土壤有了

什麼樣的影響。

一般地說來，人們對於土壤的影響是非常大的。但是這種影響可能是好的影響，也可能是不好的影響。表面層土壤的週期性的耕耘和疏鬆，造成了氧透入土壤的有利條件，預防了水分的喪失，毫無疑問地，是改良了土壤。合理的配置各種作物，輪種制，應用適當的肥料等，都能得到好的影響。不言而喻，爲了得到良好的影響，就必須很仔細地、很周密地研究土壤，不然，甚至用很好的辦法，那麼所得到的影響，不僅會是無益的，而且會是有害的。例如，對草原地帶或草原森林地帶裏長着茵草的斜坡使用縱耕法，結果以後形成了很多的雛谷，土壤被沖走了，壤中水的水面也減低了。盲目的人工灌溉能够使土壤變成鹼性的。

由於人們的好的影響，如一般所說的，土壤就被開發起來，它的肥沃力也增大了。由於不好的影響，不僅減低了土壤的肥沃力，更會產生對經濟作物完全不適宜的條件。

各種土壤的分佈的地帶性 如前所述，在影響成土作用的各種自然因子中最有力的因子，是氣候。生物，特別是植物的作用應該放在第二位，然後才輪到地勢起伏、岩石等。所有這些起作用的因子合在一起就形成一種地理環境，在這個地理環境的影響下生成各種不同類型的土壤。

自然，氣候所特有的地帶性，也影響土壤。例如，在寒帶分佈最廣的土壤是沼土（Болотные почвы）；在溫帶分佈最廣的土壤，在森林地帶是灰化土，在草原地帶是黑土（Чернозёмные почвы）；在熱帶分佈最廣的是紅土（Латеритные почвы）。

沼土或沼澤土 沼土或沼澤土在凍土帶分佈最廣。這種土壤通常是腐植質含量最多的土壤。它們含有 5 至25—30%的腐植質，有時含量還多。但是沼土的腐植質主要地是由分解很小的生物殘骸組成的。因此，只有在能够使沼土乾燥了和疏鬆了，能够有很多的空氣裏的氧進入土壤裏的情況下，沼土才能變成肥沃的。

現在稍爲詳細一些來談一談形成沼土的條件。凍土帶的特徵是夏季短而涼（七月平均溫度在 10° 以下）和冬季長而冷（八個月以上）。儘管大氣降水量很小（一年爲200—250毫米），但是凍土帶的低處一般地蓄水很多，幾乎總是沼澤化程度很大的。這一種情況，首先是因爲在凍土帶的條件下蒸發量是非常小的。並且由於凍土帶地勢平坦，總流量很小。結果水分之入多於出。此外，還需要指出這個事實，即在短短的夏季，僅僅凍土帶的表面融化，位於一米左右深處的凍着的亞土是不透水的。結果壤中水的駐停水位很高，因此在這裏成土作用是在濕度很大的條件下進行的。過剩的水分使空氣很難透入土壤，這給動植物殘骸的腐敗創造了一種特別的條件（沒有氧進入）。不僅如此，土壤裏佔統治地位的低溫使有機物殘骸的分解過程非常緩慢起來。

在性質上非常近於泥炭的半分解的植物殘骸的集聚，是上述諸原因的結果。

有機物在氧不足的條件下分解時生成：甲烷（CH_4）、硫化氧（H_2S）、磷化氫（PH_3）以及有機酸等。氧不足時還形成一種特殊的、對於沼土說來是非常典型的鐵的一氧化物：藍鐵礦（$Fe_3(PO_4)_2.8H_2O$）、黃鐵

礦和白鐵礦（FeS、FeS_2）、菱鐵礦（$FeCO_3$）等。

沼土可以分爲兩大類：泥炭沼土和粘泥沼土。前者的主要成分是灰質貧乏的礦物物質，即經過了淋溶作用的岩石，在這種土壤上生長着不太頑强的水生植物（蘚苔）。相反地，後者的主要成分是灰質較多的礦物物質，因此在這種土壤上生長着更多的各種植物：薹、蘆等。

沼土除了分佈於凍土帶之外，還廣泛地分佈於亞寒帶針葉森林（Taiga）地帶，特別廣泛地分佈於低下的、容易變成沼澤的地方。

灰化土型土壤　灰化土型土壤，或確切些說，灰化土型土壤的成土作用廣泛地分佈於森林地帶。在灰化土型土壤（Почва подзолистого типа）的垂直剖面上能够看到上部土層和下部土層顏色上的顯明差別。上部土層是無色的，基本上是由被冲刷過的砂子組成的，這些砂子的形狀像灰一樣。這一個層通常叫作灰化土層（Оподзоленный горизонт），而含有這個土層的土壤，叫做灰化土（Подзолистые почвы）。下層有着較深的顏色，往往是黃褐色。這種顏色主要地決定於鐵和鋁的氧化物（Fe_2O_3和Al_2O_3）。

在更仔細周密地考察時，灰化土上部土層很清楚地分成三個層。第一個層是很薄的表面層，是由未充分腐敗的生物殘骸組成的。由這個層或急或緩地逐漸地過渡到由腐植質存在而着灰色的第二個層。由這第二個層，即灰色的層又過渡到無色的層，關於這個層我們先前已經講過了。

下部土層也十分明顯地分成上下兩個部分，上部是咖啡色，下部是比較黃或紅的顏色，後者的顏色決定於鐵的氫氧化物。在無色土層和下部土層裏常常發現粉末狀或小碎塊狀的含鐵腐植質的凝塊。有時在無色土層下邊的層上，形成緻密的堅固的含鐵腐植質層，叫做硬盤(Ортштейн)。爲要形成灰化土，上部土層必須濕潤到水能够滲透下去的程度。

水在向下面滲透時完成淋溶作用，或如一般所說，上部土層被灰化了。隨着滲透下去的水的量的多寡，灰化層的厚度也就不同（由剛能看得出的淡白色斑點到各種寬度的連續的淡白色條帶）。

在有森林植物和氣候溫和的地方，也會有同樣的情形發生。在這裏，在樹冠的防護下，土壤表面的蒸發量就大大地減少了。蒸發量的減少就使上部土層更加潤濕得厲害。夏季土壤潤濕和土壤的溫度較高，恰好使森林土壤的上部土層發生淋溶作用(Выщелачивание)，關於這一點我們已經講過了。在這時發生這樣的情況是非常自然的，即大氣降水量越多，那麼淋溶作用就越進行得猛烈，同時灰化土層就越厚（圖 269）。

有時灰化土生成於草地植物，特別是草地—沼澤植物的下面。但是灰化土的這種形成方式，現在還決不能認爲是研究得十分明白了。

在森林植物的條件下生成的土壤，叫做森林灰化土（Лесные подзолистые почвы），在草地植物條件下生成的土壤，叫做草地灰化土(Луговые подзолистые почвы)。

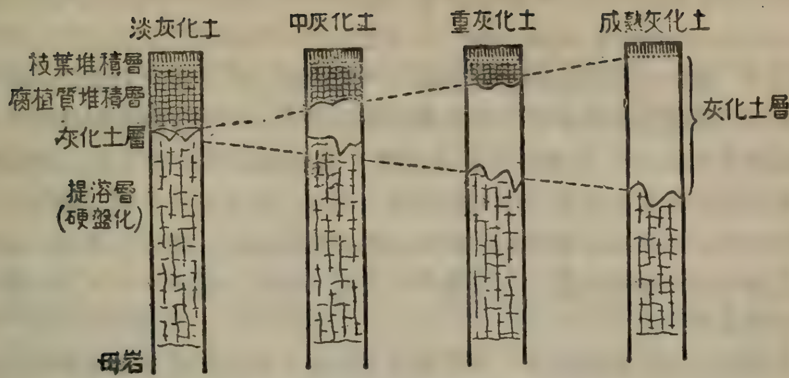


圖269 土壤灰化的幾個階段

根據灰化的程度可以分成：(1) 枝葉灰化土(Дерново-подзолистые почвы)，在這種土壤裏我們還辨認不出灰化土層；(2) 淡灰化土和中灰化土(Слабо и средне-подзолистые почвы)，在這兩種土壤裏我們已經能清楚辨認出灰化土層，不過還沒有形成連續的層；最後，(3) 重灰化土(Сильно-подзолистые почвы)，在這種土壤裏有各種厚度的連續的灰化土層。

黑土 黑土（或確切些說黑土型土壤的成土作用）是草原地方和森林草原地方所特有的。黑土的特徵是深濃色，有時甚至是黑色，粒狀構造，腐植質含量很多（從6—10%到20%）以及肥沃力特別大（圖270）。

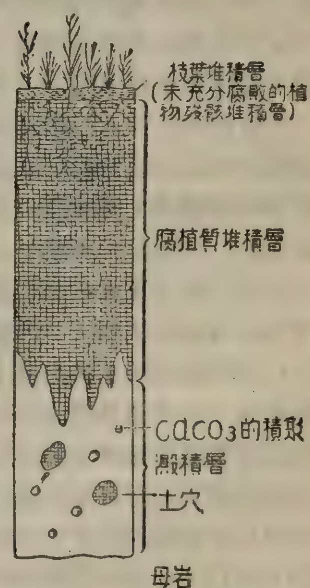


圖270 黑土的垂直剖面圖

在濕度比較小和蒸發率相當大時，形成黑土。在這些條件下通常水分只能夠把易溶的鹽類和碳酸鹽從土壤的上部土層運搬到下部土層。

黑土的富有腐植質，一方面決定於有大量植物殘骸進入土壤，一方面決定於乾燥的大陸性氣候。由草原植物的地上部分和地下部分死亡而生成的植物殘骸，能夠强烈地分解，主要是在春天，當土壤表面土層被融化水所充分飽和了的時候，一部分是在秋天。在夏季，在積貯的水分迅速蒸發的條件下，有機物分解過程就幾乎停止了。在冬天由於熱量不足也發生同樣的情形。

如前所述，粒狀構造是大多數黑土的特徵。這種粒狀構造，顯然是因爲由於鈣鹽固結細粒土(Мелкозём)而形成的。細粒土的土粒的聚結非常堅固，即使在被浸濕得很厲害的時候，它們也不分開。這樣的構造便能促使土壤濕潤和空氣透入土壤。在降雨時土粒起初貪婪地吸取水分，以後「飽和」了，因之土粒之間的水能夠滲入更深的層裏去。雨後黑土不生硬皮。必須說一下，黑土經過4—5年的耕耘之後，它的粒狀構造就消失了。

由於各種氣候條件的不同，黑土的性質有很大的變化。黑土可分做：肥沃黑土（Тучный чернозём）、淋溶黑土（Выщелоченный чернозём）、退化黑土（Деградированный чернозём）等。肥沃黑土是腐植質含量很多(10—20%)的典型黑土，關於它們在先前已經講過了。肥沃黑土通常含有大量的鈣鹽。

在比較潤濕的氣候條件下生成所謂淋溶黑土，它的特徵是腐植質（4—6%）和鈣鹽的含有量少。在森林接近草原時，就創造出不同的成土作用的條件。以前所堆積起來的腐植質在土壤的濕度增大時便開始迅速地分解（礦質化），生成的礦物物質接着經過淋溶作用。結果，生成所謂退化（灰化）黑土，這種黑土的腐植質和可溶性礦物物質的含有量非常貧乏。退化分爲弱、中、强三種。退化土壤通常都是灰化土。

在很乾燥的氣候條件下，草原植物爲乾燥草原植物或沙漠植物所代替，這種植物不形成連續的植物被。植物殘骸數量很小和非常乾燥，以至形成或多或少不同於黑土的土壤。首先，所謂栗鈣土（Каштановые почвы）〔註〕是屬於這種土壤的。它們的特徵是淡褐色，沒有粒狀構造，腐植質含量很少（3—5%）。在植物更貧乏的沙漠草原生成所謂褐色土（Бурые почвы）和灰色土(Серозёмы)，在這兩種土壤裏腐植質更少（1—2%）。降水量小和强烈的蒸發，是甚至易溶的鈉鹽和鉀鹽往往留滯在這兩種土壤的深處的原因。在地下水接近地面的低地，土壤就具有或多或少的鹼性。以後就生成鹽澱土（Солончака）。

在這裏可能有兩種情形。一種情形是含鹽的地下水沿着土壤的毛細管上昇而蒸發。此時在土壤表面上逐漸生成鹽華，或生成鹽皮。這樣的地區叫作鹽澱土。第二種情形恰好和第一種情形相反。大氣水(雨水、雪融水)滲入土壤深處，並且把鹽類溶液從土壤上部土層運搬到下部土層。這就是所謂鹽漬土（Солонцы）。在乾燥時期鹽漬土往往龜裂，而在水分過剩時則變成泥濘(鹽漬泥--Пухлые солонцы)。在鹽澱土和鹽漬土之間存在一些過渡的形式。

紅土 紅土（或確切些說，紅土型土壤的成土作用）廣泛地分佈於熱帶地方，它與其他土壤不同，色紅（磚紅色或褐紅色），厚度很大。

紅土的紅色決定於上部土層裏含有大量的鐵和鋁的氫氧化物，以及含量較少的腐植質。在高壓及濕度很大的條件下，鐵和鋁的氫氧化物以及腐植質是由於岩石和生物殘骸的强烈分解而生成的。

組成紅土的岩石是片麻岩、花崗岩、閃長岩、輝綠岩、玄武岩以及其他富有矽酸鹽和矽酸鋁的岩石。在熱帶氣候的條件下，即在溫度經常很高和濕度很大的條件下，往往在幾十米深處，發生岩石完全崩解的現象。

乍一看來一定會感覺奇怪，爲什麼在紅土裏腐植質的含量少。在熱帶地方，特別是在赤道地方，植物是非常豐富的，因之植物殘餘骸也是相當多的。人們也許想，在這裏一定是堆積有大量的腐植質。但是事實上並非如此，這是因爲在這裏

〔註〕名稱來自土壤的顏色近乎栗子外殼的顏色。

溫度很高和濕度很大，因之保證了動植物殘骸迅速的完全的分解。有機物分解到最後，生成礦物鹽類。儘管腐植質的含量很少，但是某些紅化土壤的肥沃力還是很大的。

由於氣候和岩石的不同，所以生成各種不同類型的紅土，其中有磚紅土（Типичные латеритные почвы）、紅色土（Красноземы）、黃色土等（Желтоземы）。

植　物　界

植物的繁殖和傳播　在動植物界，因爲動植物能夠繁殖，所以生命是延續不斷的。植物的繁殖有多麼迅速，由下列一個例子可以看得出來。一個蒲公英在一年裏不止生成 100 個種子。我們現在假定一個蒲公英在一年裏僅生成 100 個種子。那麼一年以後從一個蒲公英能夠得到100個蒲公英。兩年以後就變成100×100＝10,000個蒲公英，三年以後 —— 1,000,000，依此類推。十年之後蒲公英的數目多到這樣：蒲公英所需要的土地面積超過了地球上陸地面積的十五倍。但是地球上還有成千成萬種其他的植物。因此，在植物之間便產生了一個緊張的爭取生活場所的鬪爭。

植物不同於動物的，是不能夠直接移動。但是植物靠着自己種子的傳播就大大地彌補了這個缺點。在這一方面植物獲得了巨大的成果。我們舉有冠毛的種子（蒲公英、柳、白楊、樺木等），有各種鈎的種子（金盞草、牛蒡漿果等）作例子，就足夠說明這一點。

但是在植物面前還擺着難以克服的障碍，如高大的山脈、海洋。不僅如此，某種植物的生活都需要一定的條件（氣候、土壤等）。結果某種植物的分佈區域幾乎始終是有一定的限度的。

關於生長地(area)〔註〕的概念　地球上植物的種的數目是龐大的。現在已知的植物約有五十萬種。每種植物分佈於地球上的數量非常龐大。但是各種植物的分佈情形遠不一樣。有一些植物，它們的生長地是非常狹小的。例如，Pinus eldarica（松屬的一種）僅生長於格魯吉亞境內，並且分佈區域也很狹小；Pinus Stankevizi（松屬的一種）僅僅生長在克里米亞半島的兩個地點（蘇達克和愛亞角—— Судак и мыс Айя）；Abies gracilis（樅屬的一種）僅僅生長於堪察加半島東部海岸，等等。生長地非常狹小的植物，叫做風土性植物。

相反地，有一些植物，它們非常廣泛地分佈於世界各大陸上。屬於這類植物的有若干水生植物（蘆屬—— Phragmites communis、眼子菜屬——Potamogeton的若干種等），以及若干普通陸地植物（蕨——Pteridium aquilinum等）。這種植物叫做世界性植物。風土植物和世界植物，一般地說來，是很少有的。雖然絕

〔註〕一種植物，或一種動物的分佈區域，叫作生長地。

大多數植物的生長地是有一定的限度的，但是總還是相當廣大。

生長地分作兩個基本的類型：連續性生長地和間斷性生長地。在前一種情形，正如其名稱本身所示，一個種的生活場所是連續的。在後一種情形，一個種的生長地分裂成幾個部分（兩個、三個或更多的部分）。例如，楊柳科（Salicaceae）或醋栗屬（Ribes）的生長地包括歐亞大陸和北美，旅人木（扇芭蕉屬——Ravenala）的生長地包括南美、非洲和馬達加斯加島。在這裏前後兩種情形，生長地都是被大西洋分隔開的。梓屬（Catalpa）、榧屬（Torreya）等的生長地包括東部亞洲和北美，是被太平洋分隔開的。分佈於熱帶非洲、麻六甲、與他羣島的芒果科的 Anisophylla 屬是被印度洋分隔開的，等等。很明顯地，上述生長地分裂的原因在於過去地質上的巨大變動（大洋的生成會使古代生長地分裂）。

阿爾卑斯山型植物或高山植物的許多種的分佈情況是生長地分裂成幾個部分的例子。例如，虎耳草屬（Saxifraga）、龍膽屬（Gentiana）等的許多種，發現於歐洲的高山上，但是在平原上卻沒有。和地勢起伏有關的氣候條件是形成這種情形的原因。

還可以分出一個所謂帶狀生長地的特殊類型。可以舉河水浸地的植物、河谷段丘的植物等作例子。

一般地說來，各種植物生長地的境界和分佈的原因，是多種多樣的。通常氣候是首要的原因，其次是土壤。過去的地質方面的情況，即以前存在過的大陸之間的關係，也有着巨大的重要性。

生長地的面積，以條件的變化為轉移，可能增大，也可能減小。如果生長地面積縮少到很小的規模，那麼這種生長地叫做殘留生長地，而該種植物叫做殘留植物。可以舉在以前地質時代分佈很廣而現在極為少有的蘇鐵目（Cycadales），在中生代分佈很廣而現在僅生長於中國西部的銀杏（Ginkgo biloba）作例子。

植物群叢 植物在自然條件裏通常不是孤立地生長着，而是和其他植物一道形成一定的聯合。這種聯合往往是由各種植物組成的。不言而喻，在一定的地區裏只能够生存一定數量的植物；植物和植物之間進行着生存競爭，只有其中最適應於該條件的植物才能够生存下去。

結果在一定的地區裏形成了各種植物的一個聯合，同時在同一條件下聯合通常是同一的。例如，在寒冷的地方這種聯合是一種情形，在溫暖地方是另一種情形，在沙漠地方又是一種情形。

我們所舉的每一種聯合都有着自己的一定的外形，或如一般所言，有着自己的形相（физиономия）。這種形相是非常典型的，所以人們在很早以前就建立了草原、草地、森林、沼澤等許多的概念。不僅如此，每種形相聯合又能够分成許多更小的部分。例如，森林能够分成針葉林、濶葉林、常綠林、熱帶林等。同時我們可以把針葉林分成雲杉林、松樹林、落葉松林等。關於草原、草地和沼澤也是同樣的情形。

我們所舉的每種聯合都具有着充分的穩定性，並且在相同的生態〔註〕條件下經常地反覆着。例如，松樹林生長在砂地上，雲杉林生長在粘土上，橡樹林生長在退化黑土上等。這種組成的穩定性和聯合的反覆性說明着，在我們面前的不是幾種植物的偶然的集合，而是互相關係密切的若干植物代表的有規律的綜合。

〔註〕生態學——生物學的一個部門，研究生物與周圍環境的相互關係。

這樣的幾種植物的結合叫做植物羣叢。

植物層 每個植物羣叢通常是由各種植物聯合而組成的。植物羣叢裏可能有喬木、灌木、草、蘚苔、地衣，它們所需要的生活條件是極端不同的。在植物羣叢裏，我們首先發現有若干陽光植物，在它們的蔭影下生長着蔭地植物。結果形成了植物層。森林是植物成層排列的好例子。同一森林可能有不同數量的植物層。例如，由松樹和覆地的地衣而組成的森林是雙層林；其第一層爲松樹、第二層爲覆盆子、第三層爲蘚苔的森林，是三層林；除了上述的三個植物層之外，還有一個灌木層的森林，叫做四層林，等等（圖 271）。

除了地上植物層之外，還有地下植物層。例如，在同一松樹林裏，松樹根由最深層土壤吸取養料，灌木從較高處，草從更高處吸取養料。草地植物的地下植物層最爲發達。

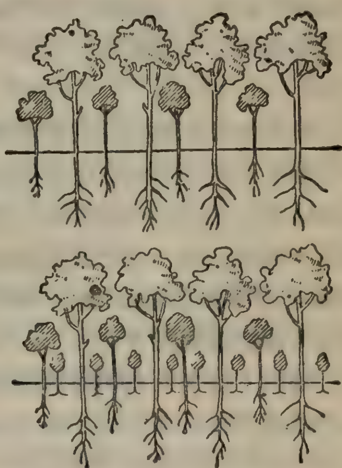


圖271 森林植物層

由於有植物層（地上層和地下層），所以在一定地區能生長很多植物。植物成層是植物羣叢的特徵之一。但是有時植物羣叢是由一個植物層組成的。關於這一點，可以舉蘆屬（Phragmites）、莞屬（Scirpus）、岡羊栖菜屬（Salsola）等的草叢作例子。

植物群叢的穩定性 植物羣叢的穩定性，是植物羣叢的一個特徵。例如，耕墾過的草原經過幾年以後就又恢復了。伐過的森林和燒過的草叢恢復的情形大體上也是這樣的。但是必需指出，恢復起來的植物羣叢只是在基本上與以前的植物羣叢相類似，在細節上是不同的。例如，在伐過的森林的地方能夠長出組成稍爲不同的森林。通常最先在空地上長出來的是青楊和樺木，以後是逐漸地，經過許多年以後，以前的植物界就恢復起來了。如果只是很小地區的植物遭到了毀滅，那麼每個植物羣叢是比較容易恢復的。在很大地域的植物遭到了毀滅時，自然地理條件就發生變化，並且恢復起來的植物羣叢將具有另一種性質。總起來說，即使地理條件裏的一個條件發生變化，也總會引起植物羣叢發生變化。在植物帶的境界附近，這樣的變化是特別顯著的，因爲植物帶的境界附近的自然地理條件是有着恰似過渡的性質的。例如，在森林草原地帶，在一種條件下森林能夠佔去草原的地方，在另一種條件下草原要佔去森林的地方。在人們經濟活動的影響下，這些條件的變化是特別劇烈的。

植物與地理環境

植物生活所必需的有：空氣、陽光、熱、水分。即使缺少一個條件，植物的

生存〔註〕也是不可能的。

在上述許多條件之中，可以說，只有空氣是到處都存在的，它的組成到處是比較相同的。至於陽光、熱和水分，它們在地球表面上的分佈是極端不均匀的，並且和氣候條件有直接關係。像在氣象方面存在着氣候帶一樣，在植物方面也存在着植物帶。像非地帶性因素(陸海的分佈、地勢起伏等)破壞着氣候的地帶性一樣，植物界也有着它所特有的非地帶性。例如，在熱帶，隨着離開海洋的程度，即隨着水分減少的程度，我們首先看到熱帶雨林，以後看到更能夠適應於水分不足的常綠林，最後是森林植物羣處處爲草原植物所代替的地區。

土壤和亞土在植物生活裏也起着很大的作用。固然，土壤本身與氣候以及植物有關；但是土壤對植物生活也有着很大的影響。我們舉松樹與砂土，闊葉林和肥沃草地與富有腐植質的土壤，岡羊栖菜和鹽鹼土等的關係，就足夠說明這一點的。

地勢起伏在植物界的特徵和分佈上是非常重要的因素。但是地勢起伏的影響大部分不是直接的。它是通過氣候、壤中水以及其他因素體現出來的。例如，在山嶽地方，隨着上昇的程度，除了氣候條件發生變化之外，我們還看到植物帶的變更。換句話說，我們在這裏也看到了植物在垂直方向的地帶性的分佈。此外，山和高原的各種斜坡得到不同數量的熱和陽光，以及不同數量的降水量，所有這一切又都影響植物。

動物，特別是人類經濟活動的影響，必須算入影響植物的因素之內。僅僅從人們把森林和草原變成了廣大無邊的栽種農業植物的田地一點來看，就可以看出人類對植物的影響有多麼巨大。

人類爲了自己的經濟目的，把對人類有用的植物由別處移來，並栽培它們（穀類、馬鈴薯、蔬菜、果樹、工業作物、藥用作物等）。

人類在栽培有用植物的過程中，創造出新品種（Sort）和新種（Species）的植物。我們現在在田地和園圃裏所栽種的大部分植物，都經過了很大的變化，以致要費很大的事才能認辨出某一植物是從什麼植物培育出來的。培育植物在最近獲得了特別巨大的成果。近年許多蘇聯學者創造了多年生的小麥品種，培育了許多新的耐寒的穀物品種和果樹品種，以及許多別的品種。

人類不僅是有意識地，並且還無意識地改變植物。例如，人類絲毫不關心雜草的傳播，但是人類是無意識地在傳播着它們。例如，從石器時代以來，牛蒡（Arctium lappa）、麥仙翁（Agrostema githago）、矢車菊（Centaurea cyanus）、Atriplex hastata（濱藜屬的一種），以及其他許多雜草是同人類一道傳播到各地的。十九世紀末移植於歐洲的植物之中，必須提及的有北美苦草（Elodea canadensis，1836年從北美移植到歐洲）和Impatiens parviflora（鳳仙花屬的一種）等。

必須指出，人類對植物的無意識的影響，在過去曾佔着很大的比重，現在有意識的移植新植物却佔着優勢。

上述許多因素通常一道發生作用，形成一個地理環境，在這個地理環境的影響下形成某種類型的植物界。不言而喻，不僅在每個地帶或地方，甚至在每個地

〔註〕乍看起來可以說，眞菌植物例外，它們能夠在沒有陽光的條件下生存。但是眞菌植物必須從動植物殘骸吸收養料。不消說，沒有陽光，綠色植物是無法生存的，也就是說，事實上眞菌植物是無法生存的。

區，這些因素的結合在數量上可能是極端不同的。例如，在亞熱帶的沙漠地方，如果熱和陽光過剩時，就發生水分極端不足的現象，在低下的凍土帶地方，如果土壤裏的水分過剩時，相反地，就發生熱不足的現象，在繁茂的樅林裏就缺乏陽光。在各種條件組成每種不同的結合時，就形成某種類型的植物界。

不難看出，上述所有因素中發生影響最大的是各種氣候因子（即陽光、熱、水分等），我們現在就開始來考察這些氣候因子。

主要氣象因子對植物界的影響

空氣組成的影響 如前所述，空氣的組成到處都是一樣的，因此空氣對植物界的影響也到處是一樣的，不會引起任何的變化。僅僅是在很少的場合，即在人類經濟活動或某種原因的影響下，使空氣裏混進對植物有害的氣體時，才發生例外的情形。對植物最有害的是一氧化硫這一混合物。在工廠地區，一氧化硫甚至能夠毀滅巨大地區的森林。有一些植物對於氣體混合物是如何地敏感，從這一點也可以看出來：地衣在各種氣候條件下都能生長，但是在大城市的樹幹上通常却沒有。

風的影響 空氣的運動，即風的影響是十分巨大的。山上（在森林植物上部境界附近）的樹在乾燥又冷的風的影響下，往往具有了特殊的所謂旗型（樹枝僅僅向一個方向發展）。但是在這裏不僅風的機械力發生影響，風的作用並且破壞樹的性能。

陽光的影響 陽光對於植物的重要性，是大家都知道的。沒有陽光，綠色植物就不可能生活。不同緯度上的陽光的量是不同的。但是植物能適應於陽光的過剩，也能適應於陽光的不足。植物可以分作陽光植物和蔭地植物。陽光植物的葉通常比較小，葉綠粒也比較小。相反地，蔭地植物的葉片寬一些，葉綠粒也比較大些。

有時植物與過剩的陽光相鬪爭，它們的葉和陽光的光綫成銳角或相平行。可以舉澳洲有加利（有加利屬——Eucalyptus 的一種）作例子，澳洲有加利林幾乎不生蔭影。在這種情況下，植物爲了減少蒸散，不僅能够避開了過多的陽光，也避開了過多的熱。

在高緯度處，夏季，雖然日照比較弱，但是時間非常長(因爲夏晝非常長)。這種情況加速着生長和成熟的期限。例如，在德國北部大麥的成熟需要一百天，在挪威需要九十天，在蘇聯雅庫次克盆地需要八十天，或更少的日數。

溫度的影響 對於熱和寒的巨大的適應能力是植物的特徵。有許多藻類，它們生長在溫度達80° 的熱泉裏。同時，有的植物能够抵抗－50° －60° 的溫度。例如，在未科雅斯克盆地，一月的平均溫度爲－50°，最低溫度爲－68°，在那裏森林繁茂，並且各種不同的植物有二百多種。

多數植物，只有當溫度在零度以上時，它們的生活機能才能够活動。但是有

一些植物，它們能够在零度左右的溫度下生長。我們可以舉第一批春天開花的植物（它們在積雪下面就開始生長），以及許多高山（阿爾卑斯）植物作例子。此外，還有許多熱帶植物，它們被零上 2° 或者甚至零上 5° 時的寒冷凍死。

因為在地球上存在着各種不同的溫度帶，所以形成植物界極為多種多樣的形象，這是非常自然的事情。但是溫度條件不是唯一的氣候因子，所以地球上各地帶的植物界的多種多樣，是不能只從溫度條件來說明的。

各種濕度的影響　水在植物生活裏是一個最重要的因子。除了若干低級植物（離氣細菌——\naerobe bacteria）在沒有空氣或沒有陽光（眞菌植物）的條件下還能够生存以外，在沒有水的條件下任何植物也是不能生存的。

水在地球上到處都有，但是各地方的水量遠不一樣。有水分豐富的地帶，相反地，也有水分貧乏的地帶。甚至在同一個地帶範圍內，水分的分佈情形也是為多種多樣的。植物在適應各種濕度條件的過程中，形成許多非常獨特的特徵，所以根據植物和水的關係，可以把植物分成三個類型：濕生植物（Hygrophyte）、中生植物（Mesophyte）、乾生植物（Xerophyte）。

濕生植物是適應於水分過剩這一條件的植物（水生植物、沼澤植物）。通常，它們的根系極不發達，有着一種特殊的細胞間隙，裏面裝着空氣，使換氣容易進行，最後還有着一種特殊的排除過剩水分的器官。（葉上有着極小的尖端，水沿着這種尖端流出，葉上有着乳頭，以擴大蒸發面積）。

在濕生植物中，還可以分出一個特殊的植物羣：水生植物（ΐydrophyte），即浸在水裏的植物。

中生植物是生長於中等（普通）濕度條件下的植物。

乾生植物是生長於水分不足這一條件下的植物（沙漠植物、草原植物）。它們的特徵是：

（1）表面部分猛烈縮小，葉子變得很細窄，或者捲成細管（羽茅屬——Stipa 和禾木科的一些植物）；

（2）表皮外壁猛烈增厚；

（3）葉表皮的毛非常發達；

（4）臘膜發達；

（5）葉的氣孔有着特殊的構造，等等。

所有這些適應性都可以減少水分的蒸散。根系非常發達也是許多乾生植物的特徵。

在乾生植物中，還可以分出一種的貯水植物羣，這種植物減低蒸發的能力非常發達，如果在水分過剩時這種植物因某種原因不能使用這些水分，那麼這種植物就能够把過剩的水分貯藏起來。例如土壤可能是非常富有鹽類或其他對於植物有害的物質（在若干沼澤土壤裏有大量腐植質）。在這些場合，植物也形成防止不必要的蒸發的適應性。這個現象叫做生理枯萎，即不是由於植物缺乏水分而發生的枯萎，而是植物極度仔細使用水分而發生的枯萎。

植 物 地 帶

我們已經屢次地講過了，在所有的地理因素之中對植物有最大的影響的是氣候。由此不言而喻，各種植物形態的分佈與氣候有着非常密切的關係，植物地帶和植物地區的分佈與氣候地帶和氣候地區有着非常密切的關係。如果把由非地帶性因素所造成的一切偏差拋開不談，那麼地球上所有的植物，在每個半球上都能够分出四個基本地帶；

（1） 極地無林地帶，

（2） 溫帶森林地帶，

（3） 草原和沙漠地帶，

（4） 熱帶森林地帶。

但是這樣的、表現得非常完整的地帶，我們在自然界裏實際上是找不到的。非地帶性因素，首先是陸海分佈的特殊情形就使四個基本地帶遭到了一些巨大的變化。極地無林地帶就是這樣的情形，它在北半球非常發達，在南半球幾乎沒有。

溫帶森林地帶各個不同部分的情形是不同的。例如，在海岸地方（特別是在歐洲西部海岸）巨大的綠色（闊葉）森林很發達，隨着離開海洋的程度，這種森林為常綠林，即針葉林所代替。

至於草原和沙漠地帶，因爲這裏有高氣壓帶和貿易風帶存在，所以海洋的影響是比較小些，這個地帶（草原和沙漠地帶）橫穿南北兩半球的各個大陸。北半球大陸的陸地面積非常大，所以草原和沙漠地帶的面積也很大。除此之外，由於亞洲的地勢起伏和氣候的特殊情形，所以草原和沙漠地帶向北方發展到很遠的地方。

在熱帶森林地帶，同一個地帶範圍內也具有着很大的差別。在海洋的影響較大的地區，生長着熱帶雨林。隨着離開海岸的程度熱帶雨林（在降水量減少和大陸性氣候增强的條件下）首先爲常綠林、最後爲熱帶草原(Savanna)所代替。

我們已經講過了由陸海分佈的特殊情況所造成的地帶方面的主要變化，現在我們進而更詳細地談一談上述每個植物地帶的特徵。

極地無林地帶 。 苔原　在北半球北冰洋的沿岸和島嶼展開着廣大的苔原地區，在南半球幾乎沒有苔原，因爲那裏沒有適合於苔原發展的條件。

苔原的基本特徵是沒有森林。僅僅在苔原的南部境界附近才出現喬木，從這裏開始是森林苔原亞帶，它是從苔原到森林的過渡。苔原分作蘚苔苔原（或蘚苔地衣苔原）和灌木苔原。蘚苔苔原所特有的植物是草本植物以及很多的蘚苔和地衣。灌木苔原，正如其名稱所示，除了草本植物之外，還有着很多的灌木叢。苔原最北部地區是蘚苔苔原或蘚苔地衣苔原，在那裏最酷烈的近極氣候條件佔統治地位。在這裏的平原、低緩的斜坡上蘚苔叢佔多數，在這以南的地區，在蘚苔叢裏混淆着越橘、大覆盆子以及若干草類。至於更乾燥的高出地區，在這種地區是

地衣佔多數（地衣苔原）。

蘚苔苔原和地衣苔原以北還有一個氣候條件更酷烈的北極苔原。在這裏矮的蘚苔和地衣佔多數，它們通常不形成一個連續的植物被。苔原南部地區是灌木苔原，在這裏灌木的分佈已經很廣泛了。灌木苔原的植物羣叢的特徵是有三個植物層：灌木；小灌木；草類、蘚苔和地衣。最具有特徵的灌木是矮的樺木屬植物（Betula nana）和矮柳屬植物（Salix philicifolia）等。小灌木草層所特有的植物是越橘（Vaccinium vitis idaea L.）和巖高蘭屬（Empertrium）、薹屬的植物等。

苔原與人類 儘管苔原住民很稀少，但是在這裏人類對植物的影響還是非常顯著的。原因在於：苔原植物的生長時期很短，並且植物的發育也很慢。因為鹿羣很快地就吃掉大部分的植物，所以苔原的情形就在變化着。在夏季，鹿主要的是吃柳、雜草和薹屬植物，在冬季吃地衣。

溫帶森林地帶 溫帶森林地帶位於原苔與草原沙漠地帶之間。從北方由苔原到森林的過渡中，形成一個特殊的森林苔原亞帶，在南方由森林到草原和沙漠地帶的過渡中，形成一個特殊的森林草原亞帶。

溫帶森林地帶主要地分佈於北半球，在亞洲、歐洲、北美佔有很大的地區（參看植物分佈圖）。這一個範圍非常大的森林地帶，自然不會到處都是一樣的。首先我們看到的是南北兩部之間的顯著差別。在北部針葉樹林佔多數，在南部闊葉樹林佔多數。前者是由大部分冬季不落葉的針葉樹組成的。後者的樹葉很寬很薄，冬天凋落。組成這兩種森林的植物羣叢在外形上，在性質上具有着顯著的差異，所以我們可以把溫帶森林地帶分成兩個亞帶：一個是亞寒帶針葉林(Taiga)亞帶（或針葉林和灌木亞帶），這個亞帶的特徵是針葉林佔多數；另一個是混合林帶，針葉林混合着多數的闊葉林（槲、楓、菩提樹等）。如果沿緯綫方向進行考察時，就會發現在每個亞帶範圍內都存在着顯著的差異。但是關於這點，我們在講亞寒帶針葉林亞帶和混合林亞帶時再詳細地來談一談。

亞寒帶針葉林亞帶 如上所述，亞寒帶針葉林亞帶的特徵是，它的森林是針葉林：雲杉林、雲杉和樅林、落葉松林、西伯利亞松（Pinus sibirica Mayr.）林等。若干數量的樺木、青楊、以及其他小葉樹是針葉林的混合物。亞寒帶針葉林亞帶起自斯堪的那維亞半島，穿過整個歐亞大陸綿延到太平洋海岸，形成一個連續不斷的林帶，再往東去，針葉林亞帶在北美佔據着很大的地區。亞寒帶針葉林亞帶的氣候條件是極為多種多樣的，但是在這裏起決定性作用的是夏季的溫度，特別是七月的平均溫度。七月平均溫度到處都在10°以上，但是不高於19°—20°。降水量也有着很大的重要性，蘇聯境內降水量在300到600毫米之間。最大降水量是在夏天七月和八月，最小降水量是在冬天。

東歐平原和西部西伯利亞低地範圍內的亞寒帶針葉林的特徵是雲杉、西伯利亞樅分佈很廣，其中混合着西伯利亞落葉松（Larix sibirica），同時星羅地點綴着好像島一樣的松樹林。葉尼塞河以東基本樹種是達烏爾落葉松（Larix dahu-

rica），其中混合着雲杉和西伯利亞樅。至於松樹，在這裏向南方散佈，在南方地區分佈很廣。

拉布拉多、哈得遜灣沿岸以及阿拉斯加大部分地區的森林，在其性質上說來，也可以屬於亞寒帶針葉林亞帶。在這裏，近於歐洲的和亞洲的松柏科、但屬於不同的種的樹木(松屬、雲杉屬、樅屬和落葉松屬的樹木)佔多數。此外，在阿拉斯加南部地區開始出現栂屬的樹木（Tsuga heterophilla、T. mertensiana）和扁柏屬的樹木（Chamaecypris nutkaensis），在大湖地區開始出現側柏屬（Thuja occidentalis）、松屬（如 Pinus strobus）等樹木。亞寒帶針葉林的南部境界，可以槪略定爲北緯 50°。

至於從阿拉斯加南方綿延到加里福尼亞的太平洋沿岸的針葉林，它們的情形是有很大的變化的。例如，在四十度緯綫以南栂屬、側柏屬的樹木佔優勢，由 Sequoientum pacificum和Pseudotsuga taxifolia(帝杉屬之一種)、Abies grandis（樅屬之一種）、Quercus densiflora（槲屬之一種）所組成的樹林也佔優勢，在更南邊地方還有世界爺（Sequoia gigantea）等樹組成的森佔優勢。

世界爺是地球上最大樹木之一。樹齡達四千年的老樹，高150米，直徑寬15米。都是已經枯死的樹，數量日益減少。

往北去，亞寒帶針葉林逐漸稀少，爲廣大的沼澤和苔原地區所分裂，形成過渡的森林苔原。森林苔原的特徵是針葉樹林非常稀疏的地區和苔原地區相交替。森林沿着河谷向北發展到很遠的地方，但是在高原和河間沼澤化區的地方，相反地，苔原向南發展到很遠的地方。

混合林亞帶　歐洲的氣候比較濕潤，大陸性比較小，所以在歐洲混合林亞帶得到了廣泛的發展。在西歐由芬蘭灣一直到地中海沿岸，闊葉林很發達。

在這裏闊葉樹的主要代表是Quercus robur L.（槲屬的一種）、椈（Fagus silvatica L.）、級木(Tilia cordata Mill.)和杜丹槭樹(Acer platanoides L.)。槲屬（Quercus）的生長地和山毛欅屬（Fagus）的生長地的面積最大。在東歐，它們分佈於北緯 75° 以南，形成一個地帶，向東去逐漸收縮變窄。但是必須指出，除了最西部地區之外，在這裏是沒有槲屬植物的。

闊葉林並沒有越過烏拉爾山脈而進入亞洲〔註〕。所以，在西部和東部西伯利亞眞正的混合林亞帶，即針葉樹類和闊葉樹類混合組成的森林亞帶是不存在的。遠東地方富有闊葉林，這是例外。遠東地方森林的特徵是闊葉樹和針葉樹的種類都很多。這裏有槭樹屬植物七種、樺木屬植物五種、蒙櫟（Quercus mongolica)、椴屬植物兩種（東北種和黑龍江種)、黃蘗(Phellodendron amurense)、胡桃楸（Juqlans manshurica）、Aralia manshurica（土當歸屬的一種，東北產）以及許多其他樹類。針葉樹類中，除了西伯利亞松（Pinus sibirica）和銀松

〔註〕但是在地圖往往記載着，在亞寒帶針葉林南部邊緣處有一個很窄的闊葉林帶。但是這個林帶裏的樹是樺木、青楊等小葉樹。

(Pinus silvestris) 之外，還有一種巨大的全葉的樅 (Abies lophilla) 等等。植物的這種巨大的多種多樣，主要地是因為第四紀冰期的冰川未曾到過這裏，所以第三紀古代植物界的許多代表植物得以保存了下來。

北美混合林亞帶裏的植物也是同樣地多種多樣的。在這裏，除了各種針葉樹類非常豐富之外，還有槲屬的若干種、槲、糖槭 (Acer saccharum)、椴木、Fraxinus excelsior L.（秦皮屬的一種）以及許多其他樹類。植物的多種多樣，很明顯地，也是因為北美該地區沒有經過第四紀冰川的緣故。

地中海沿岸的針葉林是很特殊的。這裏有一種特殊的松樹（意大利松—— Pinus pinea，樹冠很大，好像張開的傘一樣），還有一種柏 (Cupresus sempervirens L.) 和杜松 (Juniperus communis L.) 等。

南半球的大陸部分非常窄狹，所以在這裏幾乎沒有溫帶森林地帶。

森林與人類　起初森林是主要從事於打獵的人們的居住場所。他們對於森林的影響是比較小的。隨着農業居民的出現，森林植物界的情形就開始發生了顯著的變化。例如，在森林被砍伐和森林被焚毀的地方，雲杉林和松樹林通常為青楊林和樺木林所代替，這些所謂再生林或暫時林，現在在蘇聯佔有很大的面積。在蘇聯有很多地方，特別是在中央地區，青楊和樺木林分佈很多，甚至很難看到原始林。在牧飼家畜的影響下，混合林帶也在發生很大的變化。家畜啜食幼嫩的綠葉，所以它們的自然恢復就遭到了許多困難。結果，暫時林（青楊和樺木林）能夠存在很長的時間。如果是在自然條件之下（沒有人的影響），那麼暫時林就比較迅速地為以前的森林（原始林）所代替。

上述的變化，可以認為是人類的無意識影響的結果。此外，還有由人類有意識地引起來的變化。屬於這種變化的有森林植物界的改造，即建造對於工業最有用處的森林（這種森林或是生產非常有用的木材，或是在短期間內能生產大量的木材）。從這兩個目的來講，北美和遠東的森林是最優秀的森林。

草原和沙漠地帶　南半球和北半球的草原和沙漠地帶主要地是和貿易風帶有關。但是，由於陸海的分佈以及其他因素的作用，所以在這裏是存在着很大的偏差的。例如，在北半球，由於陸地廣闊，所以草原和沙漠地帶也相當廣大。不僅如此，在亞洲，草原和沙漠地帶向北發展到很遠的地方。在南半球，大陸比較狹小，所以草原和沙漠地帶的面積也很窄狹，植物界具有着不同的特徵。

因氣候條件的不同，主要地因大氣降水量和降水情況的不同，在草原和沙漠地帶有森林草原（從森林到草原的過渡）、草原、沙漠和熱帶草原。熱帶草原是從草原和沙漠到熱帶森地帶的比較複雜的過渡。

森林草原　如前所述，所謂森林草原是森林和草原之間的過渡。森林草原在基本上是被草原地段分開的島狀的森林帶。在森林帶的南部境界以南，森林島的大小和數量逐漸減少，而草原地區逐漸擴大。到最後，最後的樹羣也不見了，森林草原為草原所代替。

在蘇聯，森林草原北境在大體上和（七月氣溫）20度的等溫綫相一致。南境

在大體上和温帶的高壓軸相一致，它起自北別薩拉比亞，經過哈里考夫、烏拉爾斯克稍北方，然後向東達貝加爾湖。北部的降水量約400毫米，或450毫米，但是南部的降水量却在300毫米左右。最大降水量不像森林地帶是在七月和八月，而是在六月。雨比森林地帶的少，常常是驟雨。所以，降水量方面的差別不太大，但是降水的情形和夏季最大降雨量的時間是有若干不同之處的。

很少的氣候變化，特別是人類的干涉，非常迅速地在改變着森林草原的南部境界。由此便發生了問題：是草原侵佔了森林呢？還是森林侵佔了草原？在不同的地方，由於不同的地理條件，這個問題的解答也是不一樣的。

草原　草原是沒有樹木的廣大的長着草類的地區。草原的植物在基本上是乾生植物。草原上的草，一般地是相當稠密的，但是在比較乾燥的地方，則是很稀疏的。草原所特有的植物，是對於乾燥環境有特別的適應性的禾本科雜草（羽茅屬——Stipa 等植物）。草原廣泛地發達於氣候温和、夏季降雨量不多的地方。

蘇聯草原上的降水量一般在350--300毫米以下，同時還和森林地帶不同，降雨主要是在夏初和春末（五月—六月），並且一般地是驟雨。草原所特有的土壤，是各種類型的黑土。

草原在蘇聯、北美（Prairie）、南美（Pampas）、非洲和西部澳洲等地最發達。

根據植物界的情形，草原可以分成很多種。俄羅斯草原分爲：米芒草原（以米芒屬——Deschampsia 的植物作代表）〔註〕，羽茅草原（以羽茅屬——Stipa的植物作代表），細稃狐草草原（以 Festica sulcata Hack. 作代表），艾草原（以艾屬——Artemisia 的植物作代表）。

草原的一般形状，在各個比較短的季節內，發生顯著的變化，是許多草原的特徵。例如，在蘇聯的庫爾斯克草原(森林草原地帶)，早春我們看到還沒有甦生的草原呈現着單調的褐色。但是經過了幾天之後，草原就長滿了朵朵鮮艷的黃花和紫花。首先開花的是Pulsatilla patens（也叫做 Anemone patens，是白頭翁屬的一種）、Carex humilis（薹屬的一種）。繼續開花的是金黃色的春季側金盞花(Adonis vernalis)和蔚藍色的 Hyacinthella leucophaea（風信子的一種），因而草原的顏色又改變了。在五月下半月，開始出現嫩綠的茜草和淺黃色的藥櫻草（Primula officinalis)花朵，以後出現白頭翁(Anemone silvestris)、Myosotis silvatica 的藍色花朵；再以後六月初，草原由於大量的 Silvia pratensis 開花變成了淺紫色，在六月下半月，草原由於Leucanthemum vulgare、Trifolium montanum（和鵝翻蕊屬之一種）等開花變成白色。在七月中旬，草原由於多數植物的花朵凋落而變成淺褐色。在八月，草原的顏色就變得更褐了。庫爾斯克草原一共有十二種色相，相繼變化。

春季開花和夏季開花的植物多，以及植物界的色相數目多，這主要地是草地帶北部地區的特徵。這就是所謂多草草原，或雜花多草草原。南區地區的草原的情形有些不同，那裏是禾木科植物——羽茅和 Festuca sulcata Hack.（細稃狐草屬之一種）佔優勢；這些草原叫做羽茅——細稃狐草草原（Ковыльно-типчаковые степи）。

〔註〕米芒草原在地區上往往和森林草原伴生在一起。

在早春，羽茅——細桴狐草草原，和多草草原同樣，它們的特點是花朵豐富。球莖植物和塊莖植物如山慈姑屬、風信子屬（Tulipa）、風信子屬（Hyacinthus）、葱屬（Allium）、番紅花屬（Crocus）等類植物很多。但是到五月，草原却完全變了樣。非常繁茂的禾木科植物，特別是 Stipa Lessingiana（羽茅屬的一種），使草原變得叫我們認不出來了。在人們的眼前展開着淡白色的恰似被霜摧凋過的一望無際的草地。羽茅草原，在微風吹來時，搖動起伏，好像翻着白浪的海一樣。在六月，大部分的禾本科植物的花朵都凋落了。代之而來的是若干雙子葉植物（黃花的矢車菊），特別是那些通稱為線形瞿麥（Gypsophila paniculata L.）的奇異的植物：一種開白花，另一種開紫花，第三種開淺紅色的花，草原眞是萬紫千紅，一片華麗。

在七月，由於另一種羽茅屬的植物 — Stipa capillata 開花，又變成了帶金黃綠色的單調的淺白色，這種羽茅屬的植物的芒也是髮狀的，不是羽狀的。

在八月，羽茅——細桴狐草草原的植物部分地開始凋萎，開花植物已經是很稀少了(草原紫菀、蒲公英)。

由上面所舉的例子可以明顯看出，南部地區的草原，開花植物比較少，色相的數目也比較少。

往南去，草原或多或少逐漸地為乾燥草原所代替。

西伯利亞草原所不同於歐洲草原的是：植物種類比較少，色相數目比較少，以及有若干蒙古種的植物。蘇聯歐洲部分地區的草原差不多都變成了耕田了。匈牙利低地的草原的情形也是這樣，在植物界的情形上，匈牙利低地的草原非常類似南俄羅斯的草原。

在北美，草原也很發達，總稱為北美草原（Prairie）。北美草原上最典型的植物是羽茅屬（Stipa）、鵝觀草屬（Agropyrum）和 Butilona 屬的植物。

在南美，草原總稱為南美草原（Pampas）。南美草原是典型的草原，它們的土壤是黑土，草地一望無際。

草原與人類　從太古一直到現在，草原曾是並且現在仍是人類的活動場所。首先草原是放牧家畜的絕好牧場，從史前時期以來，草原就是遊牧民最喜愛的生活場所。征服者的大軍曾不止一次地沿着草原地區席捲了歐亞大陸。草原曾被人們燒毀了幾百次，隨着農業居民的到來，草原就被變成了耕地。所有這一切使草原植物界的情況發生了變化，在現在的歐洲，可以說哪裏也沒有原始草原。在亞洲原始草原還保存着，但是它們具有着遊牧民以及以後定居民許多世紀來對它們的影響的痕跡。其他大陸的草原的情形也是這樣。

沙漠　沙漠上不僅沒有森林，同時草本植物在沙漠的任何地方都不是連續生長的。往往廣大的沙漠上完全沒有植物。植物非常稀疏，所以不可能形成植物羣叢。因此，在沙漠上是幾種單打一植物佔優勢。

沙漠分兩種，一種是起因於乾燥氣候的乾燥沙漠，另一種是起因於寒冷氣候的寒冷沙漠。後者是北極地方和高山地方所特有的。現在我們講一講起因於乾燥氣候的沙漠。

沙漠特有於年降水量在300毫米以下的地方。降水量在150毫米或100毫米以下的沙漠，可以舉出很多。例如，在中部亞細亞，布哈拉（Бухара）的降水量為135毫米，雷彼捷卡(Репетека)的降水量為103毫米，在中國新疆省的疏勒，降水量在100毫米以下，開羅的降水量在30毫米，南美智利沙漠上的降水量約5毫米。

雖然沙漠上的降水量少，但是時間短而又猛烈的驟雨，却是許多沙漠地區的

大氣降水的特徵。

沙漠除了降水量少這一特徵之外，還有以下的特徵：空氣濕度很小，雲量極小，日照强烈，溫度很高，氣溫較差大（白天和夜裏的較差，在寒冷地方還有冬天和夏天的較差）。在這些條件下，蒸發量超過降水量5—10倍或者更多。

所有這一切合到一起構成對於植物極端惡劣的條件。植物依靠大氣降水是不能够生存的，在這裏供給水分的主要源泉是壤中水以及由空氣中的水蒸氣凝結而成的土壤水（Почвенная влага）。土壤也同樣是有缺點的。這裏的土壤極端缺乏有機物，並且往往是鹼性很大的土壤。

在荒原沙漠的條件下，植物形成各種適應性，來獲取水分，並且用蒸發量達到最低程度的方法，來保存這些水分。

沙漠植物分爲兩個羣。一羣能適應於極端乾燥的氣候，在整年內不停止自己的生活機能。另一羣在旱魃襲來之前就結束了自己的生長過程。前者是多年生植物，主要地是半灌木和草類植物，後者大部分是一年生植物。

沙漠多年生植物具有許多適應性，它們能够從乾燥土壤裏吸取水分，並且能够使水分的蒸發進行得非常緩慢。根系非常發展是它們的特徵，這種根系使它們能够從很深的地方，或者從非常廣大的地區吸取水分。在前一種情況時，根進入非常深的地方，在後一種情況，根向四處伸展，到達很遠的地方。這種適應力有多麼大，從下面這個例子就可以看出來。Aristida carebina 的側根長達10米，側根伸展所包括的表面面積達150—200方米（圖 272）。沙漠植物的最典型的適應性如下：



圖 272

（1） 葉表面縮少到最低限度，有時甚至很難發現葉的存在（例如，Anthrophythum Ammodendron）；

（2） 貯藏水分（仙人掌科、大戟屬的植物等， 在調查高15米的仙人掌時，發現它貯有2,000—3,000公斤水)。

此外，還有我們已經講過的乾性植物的一些適應性：葉的粗糙的表皮（很厚的外皮），刺針的發達，起保護作用的細毛等。

第二羣主要地是短命植物（Ephemeros）， 它們非常迅速地完結自己的整個生長過程（發育、開花、結果）。一年生的短命植物大部分都是很小的植物。在春季發育非常迅速，這是短命植物的特徵。它們的整個生長過程是$2-2\,^1/_2$月。但是有許多短命植物在一個月內，甚至在三個星期內就結束了自己的生長過程。

撒哈拉大沙漠是地球上最大沙漠之一（有九百萬方公里）。根據地勢起伏的形狀和岩石的情形，在這裏分出石塊沙漠、石礫沙漠和砂礫沙漠。撒哈拉的氣候條件是十分多種多樣的。但是就這個沙漠整個地區來說，溫度變化劇烈（蔭地溫度的變化範圍爲7°至50°）和降水量非常少（在150—100毫米以下），是撒哈拉大沙漠的特徵。

撒哈拉大沙漠的植物界是非常貧乏的，有許多地方完全沒有植物。Aristida pungens 是砂礫沙漠所特有的植物，它的地面根長達20米。中央撒哈拉的廣大地區，完全沒有植物。

在地下水接近地表以及流到地表的若干平坦的和谷形的窪地上，生長着豐富的植物。這樣的地方叫着沃洲（Oasis）。戰捷木屬（Phoenix）植物和幾種剌球花屬（Acacia）的植物是撒哈拉大沙漠的沃洲上最典型的植物。阿剌伯沙漠不毛的程度更大。

南非洲沙漠的降水量很大，植物的種類也很多。在這裏的植物之中，貯水植物（很多的大戟屬植物、蘆薈屬植物等），矮小的灌木和非常稀疏的草類佔統治地位。

中部亞細亞沙漠的情形就不同了。在這裏，因土壤的性質的不同，沙漠分爲粘土沙漠、砂礫沙漠、鹽澱沙漠等。

北部地區的粘土沙漠通常是單調的，荒涼的。在這裏分佈最廣的是各種的艾屬(Artemisia)植物。相反地，在南部地區的粘土沙漠上，在春季短命植物之豐富，使人驚奇。在這裏，有時能遇到堪與草地植物界相比擬的連續的草被。但是在夏天短命植物就死滅了，土壤變得乾燥和赤祼祼的。

在這裏砂礫沙漠分佈得特別廣(卡拉庫梅——Кара-Кумы、契濟爾庫梅——Кызыл-Кумы等)。砂使大氣降水很易滲透進去，不僅如此，還使空氣裏的濕氣凝結。因此，在中部亞細亞的砂礫沙漠上，形成了不僅適於草本植物生長、也適於灌木植物和喬木植物等生長的良好條件。在喬木植物中，首先必須指出 Arthrophytum persicum（高達3至3.5米，直徑寬30至35厘米）、Arthrophytum halaxilon 等。灌木植物有三十多種。

鹽澱沙漠在錫爾河、阿姆河、穆爾加甫河（Мургаб）流域地方最多。主要植物是各種閩羊栖菜屬（Salsola）的植物。

沙漠和人類 雖然沙漠的植物界非常貧乏，但是它像草原一樣，從古代以來就成爲人類居住的地方。在這裏，和在草原一樣，首先出現的主要地是遊牧民，他們的經濟基礎是駱駝和羊。同時，在沃洲上，從古代開始定住民就在這裏定住下來。戰捷木、阿列布樹、無花果樹是人類在沃洲上開始種植的主要栽培植物。

現在，由於人工灌溉，適於種植栽培作物的面積大大地擴大了。我們舉最近在蘇聯中部亞細亞沙漠地區建立的灌溉系統作例子，就足够說明征服沙漠事業的巨大的遠景。目前在中部亞細亞建立了灌溉系統的沙漠地區，順利地種植着各種果樹（桃、杏、石榴、胡桃、蘋果、梨），還有葡萄、西瓜、甜瓜、棉花、油用作物、稻以及許多其他植物。相反地，濫用沙漠作牧場，往往造成不良的結果。如果過長期間在一個地方放牧羊羣，那麼羊羣就把土壤薄層踏亂。這個層以後極易被風吹走。結果，有用的牧場就變成了廣大的無生物的流沙地區。由觀察而知，經過15—20年後，在流沙上而又重新長起植物來。由上述事實可以明顯看出，如果能合理地利用沙漠作牧場的話，無用的砂地將逐漸減少，而有用的牧場將

逐漸擴大。

熱帶草原　在熱帶地方零星地生長着極少數的喬木和灌木的特殊的草原，叫作熱帶草原*(Savanna)。熱帶草原往往位於熱帶林帶和草原沙漠地帶的分界附近。它們往往和熱帶林相接壤。產生熱帶草原的氣候條件近於熱帶草原林和有刺乾生植物林的氣候條件，即期間爲4—6個月乾燥期有週期性地反覆的氣候條件。熱帶草原的外形是很特殊的。疏疏落落的樹木，或單打一地或成小羣地散在各處，樹身矮小，樹枝繁多，並且樹幹往往是彎曲的，好像蘇聯的蘋果樹一樣。同時還有一種孤立的巨樹（圖273）。樹冠的形狀很奇特，好像平頂的傘一樣，

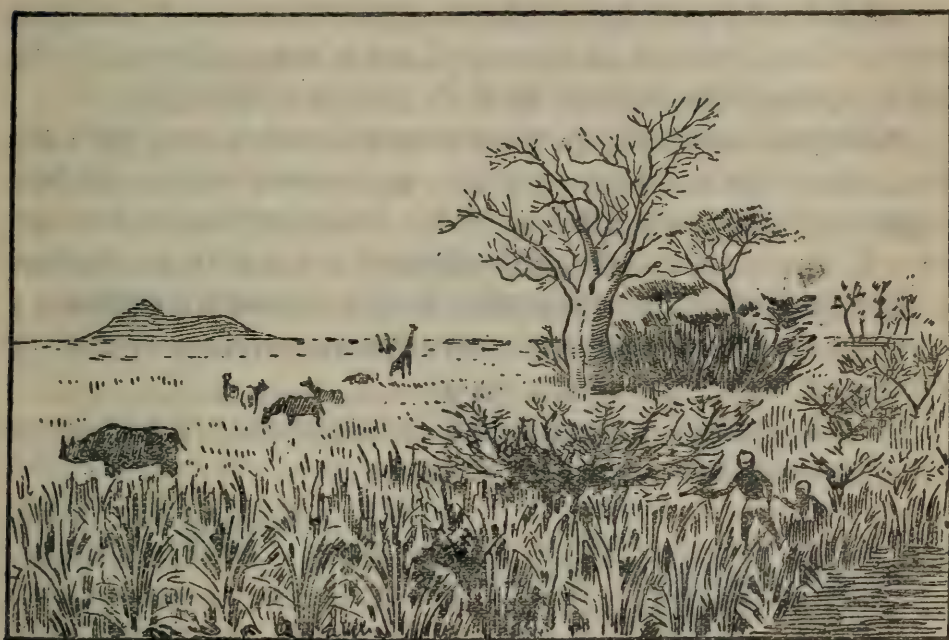


圖273　典型的非洲熱帶草原

是生長於熱帶草原上的大多數樹木的特徵。熱帶草原上的一切植物都有着表現得非常明顯的乾生植物的性質。

熱帶草原的草被通常不是連續的。在草類之中，禾本科植物佔優勢，高約一米，但是有時也高達二米，或三米。乾草的殘餘在下一年和青草混合到一起，所以到處呈現着淡褐色。因此，熱帶草原上的草原地區就沒有像蘇聯草原春季所特有的鮮艷的青翠和萬紫千紅的花朵。熱帶草原廣泛地分佈於非洲、前印度、南美和澳洲。上述各地方的熱帶草原各有特色。

熱帶草原在非洲分佈最廣。草類主要是禾本科植物 Acacia spirocarpa（莿球花屬的一種）和巨大的猢猻麵（Adansonia digitata），是熱帶草原所特有的樹木。猢猻麵高達25米。猢猻麵的樹幹的粗度和形狀極爲罕見，有時樹幹的直徑達8—9米。在猢猻麵的木質裏儲有大量的水，所以它能夠抵抗很長的乾燥期而生存下去。猢猻麵是非常長壽的。猢猻麵的樹齡有的達四五千年。猢猻麵的果實形狀爲長而又大的甜瓜，它的

多汁的果肉可以吃。

在非洲熱帶草原上，除 Acacia spirocarpa 和猢猻麵外，還有幾種棕櫚科植物、樹狀的大戟屬植物以及其他的樹木。

在南美，位於熱帶林以北的熱帶草原，叫着 Llano，熱帶林以南（在巴西）的，叫作 Pampas。它們的形狀好像是間隔以廣大草地的公園性質的森林。

在澳洲，熱帶草原分佈在大陸內部各處。在這裏佔統治地位的樹是有加利樹、樹狀的百合科植物、「草本的樹」等。

熱帶雨林 熱帶雨林在地理著作上有着各種名稱。在一種著作上叫作赤道雨林，在另一種著作上叫作「多雨」林。但是這些名稱的含義都是相同的，即水分豐富這一條件是熱帶林的特徵。

熱帶雨林的正常發育，除了需要熱之外，還需要不少於1,800至2,000毫米的年降水量，同時這些降水還必須分佈得均勻。在降水量相同和長期乾季存在（兩三個月）的條件下，形成熱帶草原型的森林，或者甚至形成熱帶草原。

熱帶雨林極不同於溫帶森林。第一個不同之點是，樹的種類非常豐富。在熱帶林裏很難找到兩棵相鄰接的樹，同是屬於一個種的。例如，在巴西，在三至四方公里的面積上生長着達四百種樹。（但是，往往也有熱帶林的樹種不多的情形）。第二個不同之點是，植物羣叢裏的植物層多。僅僅喬木就組成四個植物層，這在這裏是普通的現象，但在蘇聯境內喬木組成的植物層最多不超過兩個。

樹幹高大而整齊，枝條非常不發達，這是熱帶雨林的樹的特徵。在這裏，有許多樹完全沒有樹枝（棕櫚、樹狀的羊齒等）。

高大而粗壯的樹幹，在土壤濕潤的地方，往往需要特殊的固着方法，這種固着方法是由一種所謂板狀根（圖274）來完成的。



圖274 板狀根

樹葉，一般是很大，常綠，往往很粗糙，皮革狀，有光澤，像塗過漆一樣。驟然看起來，乾性植物的這些特徵，和濕度大這一條件很不配合。但是我們必須注意到這裏氣溫很高，因之蒸發非常迅速。

熱帶樹的樹皮通常很薄，光滑，往往有光澤，有時色綠，即樹皮裏含有葉綠素，並且有着樹葉的機能。

熱帶林的樹的葉子不是一次都完全凋落的，而是在一年內分一至六次凋落，和季節無關。同一種樹有各種不同的落葉時期。因此在樹上，始終有葉子。指出下列事實也是很有趣的：一種樹的幼葉是淺紅色的，另一種樹的幼葉是褐紅色的，第三種樹的幼葉是白色的。必須指出，和樹葉長得很厚相反，花朵是非常貧乏和醜陋的。大部分樹有着自花受粉或風媒受粉的花朵。在森林邊緣處，相反地，花朵是很多的。像落葉的情況一樣，

開花和果實成熟的時期都是極不相同的。很少有例外的（廣大地區裏的幾種咖啡樹、幾種竹子和棕櫚在同一天開花）。

許多熱帶樹的花朵，因而果實，是直接長在樹幹上的。這種樹的例子有可可樹（Cacao）、麵包樹（Bread-tree）以及許多無花果樹。

攀緣植物（Liana）和着生植物（Epiphyte）的廣泛發達是熱帶林的特徵。

攀緣植物是非常多種多樣的植物，但是它們具有一個共同的性質：它們沒有粗而堅强的幹身，它們盤繞或捲纏在樹幹和樹枝上，上昇到樹的最高處。一類攀緣植物只是盤繞在樹幹和樹枝上；另一類攀緣植物則有着用以攀住樹枝的芒刺；第三類攀緣植物長着攀緣根和卷鬚。有時攀緣植物的數量非常多，以致樹枝在它們的重壓下折斷。攀緣植物降落到地面之後，又重新攀上其他的樹。攀緣植物的蔓長可達三百米。

着生植物是生在樹幹、樹枝、甚至樹葉上的植物。有時着生植物非常稠密地蓋着樹幹和樹枝，好像一種特殊的空中園圃一樣。着生植物不祇是草本植物，還有灌木以及不很大的喬木。

熱帶雨林的下部植物層是由各種灌木和草類組成的。森林的下部植物層裏的水分過剩，所以形成水生植物所特有的各種適應性。

面積最大的熱帶雨林，分佈在南美亞馬孫河及其支流的沿岸地區，以及大西洋沿岸的地區。在植物界的豐富和多種多樣上，它們佔第一位。

亞馬孫低地的森林分作兩個基本的類型：一種是生長於浸水地的「игапо」林，另一種是生長於不浸水地方的「эте」林。「игапо」型森林的特徵是棕櫚樹很多，它們的發育通常是經過下例幾個階段。新形成的浸水地區域，首先生長蘆葦。接着出現最適應於淤泥土壤的樹，這些樹的發育非常迅速，到第五年就高達10—15米（Cecropia—爲桑科之一屬）。在這些樹的遮蔽下，有棕櫚樹、攀緣植物和着生植物的浸水森林逐漸地生長起來。這種森林的多數種類的樹每年都落葉，在若干時期內是完全沒有樹葉的。當在河水上漲時期中積起很厚的砂層時，許多樹就都死亡了。由於這種原因而造成的森林的毀滅，在亞馬孫河及其支流地區是相當多的。

「эте」型森林通常是比較豐富的和多種多樣的。它們最低限度有三個環狀植物層（由5米至30米），在這些植物層上面矗立着單個的高達40—45米的大樹（木綿屬——Ceiba的植物）的樹冠。在樹種特別豐富的下部植物層裏，我們必須指出象牙椰子（Phytelephas macrocarpa）這一種棕櫚科植物，它們的果實作爲植物性的「象牙」用於製造鈕扣，還必須指出多數的攀緣植物和一些特殊植物（Acanthorhiza Wallisii），它們的根變成了芒刺，這使人們在這裏通行極感困難。

在亞馬孫森林的植物生成物之中，對人類非常重要的有下列幾種：橡膠樹、可可樹、木藍（indigo）、牛奶樹、пару（它的子實叫做美洲胡桃）以及其他許多植物。

非洲的熱帶林在面積上佔第二位。它們發達於剛果河流域、尼日爾河下流、幾內亞灣沿岸以及馬達加斯加島的一部分地區（約六十萬方公里）。這也是豐富的和多種多樣的森林，在非洲熱帶林的樹木之中，Elaeis guineensis 是最有價值的樹木之一。

亞洲的熱帶林主要地分佈在島嶼（錫蘭、巽他羣島）和麻六甲海峽。對於爪哇的森林，已有很好的研究。爪哇的熱帶林，和其他的熱帶林相反，沒有十分清

楚的植物層，因爲在植物層之間還有補助植物層，所以就造成了顯著的「層次凌亂」。樹狀的和比較矮的羊齒植物，給這些森林帶來特殊的色彩。

在澳洲，熱帶林僅發達於新幾內亞島和東北沿岸地方。就總的方面說來，它們和巽他羣島的森林相類似。

人類對熱帶雨林的影響 通常都認爲，人類對熱帶雨林的影響是十分微小的。這是不正確的。我們知道有不少地方，那裏的森林已被人們大大地毀滅了。首先印度西海岸、錫蘭、印度支那以及巽他羣島中若干島嶼上的森林的情形，就是這樣的。在這裏，人們把熱帶雨林毀滅了之後，在開墾出來的土地上，栽培着對於人們有用的植物：可可、咖啡、金鷄勒、椰子、橡膠等樹木。

甚至在那些以鋤爲主要農具的地方，熱帶林情形也在發生變化。把森林砍伐和燒毀之後，在開墾出來的土地上，接連很多年，播種香蕉、玉蜀黍，以後不再利用，就把它們荒棄了。在被荒棄了的田地上，頭幾年生長着攀緣植物，以後長起樹木，十年以後就已經是高達 5—25米的森林，林中生着繁茂的樹下林。但是這已是另一種森林——暫時林。暫時林和原始林不同，植物組成十分多種多樣是暫時林的特徵。我們有根據去認爲，熱帶雨林的原始林的恢復需要幾個世紀。

由於有周期性地反覆砍伐有價值的樹（南美的金鷄勒樹、許多木材優良的樹等）的結果，使熱帶雨林的植物組成在發生着巨大的變化。

鹽地植物叢林 在熱帶的低下的海岸和河口地方，往往生長着繁茂的和奇特的灌木和矮樹叢林（不高於25—30米）。在漲潮的時候，僅僅樹冠露出在水面上，在退潮的時候，樹幹以及高露根和呼吸根的非常複雜的根株系統就露了出來。高露根使樹木能够固着於淤泥土壤。呼吸根之所以需要是因爲在淤泥裏幾乎不含有空氣。呼吸根的形狀是多種多樣的：一種是蛇狀地匍匐着、另一種是一節一節地露出在淤泥層上，第三種是完全生長在淤泥層上面。

在乾燥季節落葉的熱帶林 和乾燥期相關聯的有周期性的落葉，是這些森林的特徵。這些森林屬於熱帶林，但是生長於大陸性較多的氣候條件下。隨着濕度和大性陸氣候程度的不同，在這裏能看到從最近於熱帶雨林的季節風林一直到熱帶草原的一切過渡地帶。

我們已經學過了，季節風氣候的特點是乾燥期和濕潤期表現得非常明顯。季節風林特別發達於東南亞、巽他羣島的東部的許多島嶼、印度支那、印度半島和西里伯斯島。在乾燥期內，季節風林的許多樹木是赤裸裸的，枯葉在脚下沙沙作響。當然，這裏有一部分喬木和灌木是常年翠綠的（常綠的）。季節風林裏的樹，或總的來說，植物的種屬的數目比熱帶雨林裏的少。攀緣植物也比較少。在上述幾個地方佔統治地位的樹是柚木（*Tectona grandis*），它們形成高達25—30米的連續的森林。在乾期連續四個月以上的地方，生長着乾生型森林。這樣的森林特別廣泛地分佈於非洲和南美。通常把它們分作兩種類型：熱帶草原林和有刺乾生林。

熱帶草原林不同於季節風林的，首先是樹木分佈的稀少。其次，熱帶草原林

的樹大部分是低矮的和彎曲的。在熱帶草原林裏，通常是沒有樹下林的，但是有時也有樹下林，這種樹下林是由乾生灌木組成的。熱帶草原因爲樹蔭稀疏，所以草類繁茂。樹在乾燥季節，通常是沒有樹葉的。

有刺乾生林和灌木林是在乾燥時期落葉的熱帶林帶中特別乾旱地區所特有的。這些森林通常是由有着很多羽狀葉和芒刺的矮樹和灌木組成的。

栽培植物

人們以獲得某種利益的目的而栽培的植物，叫做栽培植物。栽培植物始終是和人們有關係的，因此，例如，對於人們有用的野生植物（野生植物的漿果和果實、藥用植物等），就決不能算作栽培植物。栽培植物是經過無意識的和有意識的選擇而逐漸地培植出來的。

當人們認識到必須使對自己有用的植物離得近些，所以人們就開始在自己的住處附近來種植這些植物。在栽培植物的這個第一階段之後，接着便是第二階段：選擇對於人們更有用的品種。這種選擇起初是無意識的，因爲一種植物品種的變化是非常緩慢的，需要幾個世紀，甚至幾千年。僅僅是在不久以前，由於科學的發達（達爾文、米邱林等的科學研究），才開始使用有意識的選擇這個方法，結果我們很快地就創造了許多新的品種和多種多樣的植物。例如，米邱林用雜交和其他許多方法創造了蘋果、梨、葡萄以及其他許多植物的新品種。

最古的栽培植物是小麥、大麥、稷、稻等，這些植物的栽培開始於公元前幾千年以前。例如，小麥的栽培，在美索不達米開始於公元前六千年前，在埃及開始於公元前四千年前，在中國至少在公元前三千年以前。美洲的栽培植物如玉蜀黍、煙草、馬鈴薯等開始在歐洲栽培只是近代的事情（發現美洲以後），但是在美洲，這些植物却有着很久的歷史（約兩千年）。

現在分佈最廣的栽培植物約有一千種（所有的栽培植物在三萬種以上）。在性質上，它們分爲：主食作物（穀類、蕎麥屬植物）、副食作物（塊根、塊莖植物、禾本科、荳科植物等）和工業作物（紡織用作物、油用作物等）。

某種栽培植物從那裏開始傳播的地方，那裏就叫做該栽培植物的發源地。確定栽培植物的發源地不是一件容易的事情。但是大多數的栽培植物的發源地是已經知道了的。發源地有八個。

1. 以中國爲中心的東亞發源地。這是巨大的發源地之一，產出了一百三十六種植物。其中，首先必須提及的是：稷、蕎麥、許多種塊莖、塊根植物、果樹（杏樹、桃樹、李樹、許多種柑橘屬植物等）。

2. 印度馬來發源地（包括印度、印度支那山地和馬來羣島一部分）。印度產生了一百十七種，其他地方產生了五十五種，計有：稻、甘蔗、許多種荳科植物、椰子、檸檬、香蕉等。

3. 中亞發源地（42種）：小麥、豌豆、扁豆、草棉（хлопчатник-гуза——

Gossypium herbaceum)。

4. 近東發源地（83種）：小麥有九種品種、裸麥、葡萄、梨、Prunus divaricala Led.、榅桲、扁桃。

5. 地中海發源地（84種）：阿列布樹、Ceratonia siliqua、各種蔬菜。

6. 阿比西尼亞發源地（38種）：硬小麥、大麥、咖啡樹。

7. 中美發源地（49種）：玉蜀黍、南瓜、хлопчатник-упланд（Gossypium hirstnm，草棉屬之一種）、胡椒、可可樹。

8. 南美發源地（62種）：馬鈴薯、煙草、鳳梨、落花生。

不難看出，亞洲南部產出的栽培植物最多（四千種以上），即地球上的主要栽培植物的三分之二。同時，南非和澳洲幾乎沒有產生任何栽培植物。所以造成這樣的情況並不是因爲那裏沒有適當的植物，而是因爲以前那裏沒有能够利用這些植物的農業部落。

陸生動物的地理

動物的地理分佈的主要原因　了解地球上動物的分佈以及造成這種分佈的原因，對於地理學家來說，是很重要的。決定分佈的原因有三個。第一個原因，是地理環境的影響；第二個原因，是過去的地質時代的地理條件（古代地理學）；第三個原因，是人類的影響；我們在本書裏稍爲詳細地談一談第一個原因，而只簡短地提一下其他兩個原因。

動物界和地理環境　動物不同於植物，它們所攝取的食物幾乎完全是有機物。因此非常明顯地，動物界就必須和植物界有密切的關係。

如前所述，植物在地球上幾乎是到處都存在的。動物也是同樣的情況。但是有時在植物不能够生長的地方，動物却能够居住。舉下面的例子足够說明這種情況：在陽光照射不到的海的深處，不能够生長植物，但是並不阻碍豐富的動物界的發展。所以，動物的居住地區，或更確切些說，動物的生活場所，是非常廣大的。動物的生活場所包括所有的氣候帶（寒、温、熱），從極地到炎熱的沙漠，從積雪的山峯到大洋的最深處。如同植物界在不同的地理條件下具有着不同的情形一樣，動物界在不同的條件下也具有着十分多種多樣的特徵。

對於絕大多數動物說來，最好的温度條件是25°—30°的温度，同時重要的是，這些温度要能够保持穩定性。這樣的條件只存在於赤道地帶。但是豐富的動物界不僅存在於赤道地帶。

在暖帶和寒帶，接着温暖時期而來的，是温度大大低於零度的漫長的寒冷時期。在這種條件下，大部分的無脊椎動物都死亡了，但是產在防寒條件較好的地方的它們的卵，能够抗過寒冷時期，隨着温暖時期的到來，這些無脊椎動物的生活就又恢復了。蛇、蜥蜴以及其他爬蟲類通常鑽到樹根下面，掩藏在樹葉裏，在蟄伏的狀態中渡過冬天。到春天隨着温暖的到來，它們就又活動起來了。

溫血動物和寒冷的鬪爭是更爲順利的。因爲强烈的新陳代謝作用，在寒冷時期，它們的體溫大大地高於周圍空氣的溫度。同時，爲了防止身體放散熱量，在哺乳類身上長着很豐富的毛，在鳥類身上長着羽毛。

有一些動物，除此之外，還作季節性的遷徙。大家都知道的：鳥類的遷徙，巨大的山棲動物從高處遷徙到低下的地方，鹿從苔原遷徙到森林裏。但是必須指出，這種遷徙與其說是決定於寒冷，毋寧說是決定於寒冷時期食物的缺乏與不足。由於同樣的原因，許多動物以冬眠方式過冬（獾、熊、土撥鼠、黃鼠等）。在冬季漫長的地方，冬眠動物數量特別大。例如，在東北部西伯利亞，生活在那裏的哺乳類以冬眠方式過冬的達百分之七十。

濕度對於動物的影響就更小了。陸生動物爲了防止由身體表面的蒸發，形成了各種不同的適應性：軟體動物具有貝殼和很長的吸濕性的粘液，節足動物具有很厚的皮，爬蟲類具有特殊的角質覆蓋物，鳥類具有皮膚和羽毛，等等。

由上面所舉的例子可以明顯看出，只要有足够解決問題的食物，動物是比較容易適應氣候條件的。但是主要的食物是植物，所以植物也是動物分佈的主要原因之一。因此，動物界裏所看到的地帶性，與其說是決定於氣候的直接影響，毋寧說是決定於植物界的地帶性。

動物界和植物界　植物最豐富是赤道地帶的特點，在那裏生長着廣大的多植物層的森林。這種森林的下部植物層繁茂稠密，使人們幾乎無法通行。只有象或犀之類的大動物，才能够穿過這樣的叢林。並且在熱帶雨林裏，幾乎沒有可以供草食動物食用的草本植物。由於這些原因，以及在樹上有着豐富的食物，所以在這裏到處是攀樹動物佔優勢，它們和地上動物有許多不同的地方。它們對於捉握的適應是非常發達的：銳利的彎曲的爪，有捉握能力的四肢，有適於捲鈎的尾和吸盤。熱帶雨林裏的動物界是非常豐富和多種多樣的，但是我們通常不能够看到它們，因爲它們爲繁茂的植物所遮掩。

溫帶林和熱帶雨林很不相同，但是有幾種生活條件還是相同的。如果除開迫使動物適應寒冷時期和溫暖時期的氣候特徵不談，那麼在這裏（溫帶林）的森林動物之中，還是攀樹動物佔優勢（松鼠、縞栗鼠——Tamaias striatus、林狸——大山猫，關於多數的鳥類，就不多講了）。至於眞正的疾走動物（鹿、麋等），它們通常棲息在疏林裏，只是在逃避人們追跡時，它們才進到叢林裏。溫帶林的下部植物層是比較容易通行的，因此在這裏地上動物界（狐狸、狼等）是十分豐富的。

居住於熱帶草原的動物就有着不同的特徵。在熱帶草原，草類植物十分豐富，因而保證了多數草食動物（斑馬、羚羊等）的生活，這些草食動物又保證了多數猛獸的生活。草食動物必須努力使自己不爲猛獸所捕食，所以草食動物便養成了異常敏感和迅速奔跑的能力。草原動物的情形，大致上也是這樣的。

在溫帶地方的草原上，非常廣泛地生長着掘穴動物（土撥鼠、黃鼠、兎鼠——Lagomys、跳鼠、貯糧鼠——Cricetus）。這一種情況，與其說是因爲躲避え

熱的陽光，勿寧說是因爲到寒冷時期，它們不得不食用植物的地下部分，或食用收藏在窩裏的食物（貯糧鼠、兎鼠）。

在沙漠和沙漠草原地方，在植物界貧乏和貯水地方稀少的條件下，動物除了有巨大而又迅速的遷徙能力之外，還養成了長時期不飲不食的能力。它們最大的特徵是具有適應於土壤主要顏色的保護色。沙漠地方的許多小動物具有迅速掘土鑽進地裏的能力（齧齒類、蜥蜴、蛇、甲蟲、蜘蛛等）。

一般地說來，苔原的動物界是非常貧乏的。到冬季苔原的動物更爲特別貧乏了。在苔原只是偶而能够看到白熊，在海岸地帶能够看到北極狐、雪兎、旅鼠，在有的地方能够看到鹿，而鳥類方面有雷鳥、北極雪梟。但是在夏天苔原的情形就完全改變了。連續的極地白晝，給大量飛到這裏來構巢的鳥類飼養幼雛提供了最良好的條件。在這裏我們能够看到多數匯集的動物，因之形成了當地的一個特徵。

從上面所引的例子可以明顯地看出一件事情：豐富的植物界和豐富的動物界相對應，相反地，貧乏的植物界和貧乏的動物界相對應。

動物的發育和維持生活需要大量的植物。因爲一定地區的植物只能供一定數量的動物食用。用下面這樣一個例子可以很簡短地說明這個依賴關係。

假設有一個一定的地區，生長着約十萬株植物。這十萬株植物够數量相當少的草食動物食用，我們假定是一千個，這一千個草食動物够爲數更少的猛獸食用，我們假定是十個。但只要猛獸的數量增加起來，那麼草食動物的數量就要減少。草食動物減少的必然結果是猛獸的減少和植物的增加，因之以後草食動物就增加起來，這樣一來，就產生一種特殊的「可動平衡」狀態，在這種狀態下，平均地說來(在長期內)，植物、草食動物、猛獸三者數量之間的相互關係，可以用100,000：1,000：10來表示。換句話說，在一定的地區上，只能生存一定數量的動物。

但是動物是在不斷繁殖着的，同時還繁殖得非常迅速。儘管動物界的生存競爭非常苛酷，儘管幼小動物大量地死亡，但是許多動物的生殖率還是超過死亡率的。結果，某一部分動物就不得不去尋找新的居住場所。但是自由的、尙未被任何東西佔據着的地方，通常是沒有的。結果，就產生了爭奪生存場所的鬬爭。在這個複雜的和頑强的鬬爭中，最强大的和最有適應力的動物獲得勝利。往往也有這樣的情形：動物移居到新的地方之後全數死亡。尤其當成羣的移居時，時常發生這樣的情形。

動物從通常居住的地方成羣移出的原因，現在還沒有完全弄明白。但是我們有根據推論，在這裏食物的不足起着主要的作用。成羣移居的例子有：蝗蟲的遷徙，大羣的旅鼠、松鼠的移居。動物在成羣的移居時，幾乎是不考慮外界的阻害的。例如，通常迴避寬敞地方的松鼠，在成羣移居時，竟敢穿過村莊或城市，跳到大河裏游泳過河，因之造成大量的死亡。

各種動物的移居能力是不同的。移居能力最大的是飛行動物：鳥類、蝙蝠以及某些昆蟲。這些動物的移居範圍，幾乎是沒有界限的。我們在遙遠的島嶼上

發現有鳥類，這是不足爲奇的。疾走動物能够穿過十分遙遠的路程。但是高山、海、海峽以及河川，對於它們說來，就是不能越過的了。只有很少數的動物能够游渡很窄狹的海峽，或在冬季結冰時期越過海峽。

大家都知道，虎能够很容易地游渡新嘉坡島和馬來半島之間的很窄的柔佛海峽。河馬、白熊、馴鹿、野牛等能够很容易地游渡三十公里。冬天有很多鹿羣（10—15頭或一羣）從新地島踏冰過到大陸上來。

除了主動的移居之外，還有被動的移居。首先應該指出浮木和浮冰上的小動物（特別是昆虫）被風、海流所運搬，等等，是屬於這一類的。

對於陸生動物說來， 移居的障碍不僅是高山或寬闊的有水地方。 有很多動物，完全不能越過沙漠和草原。例如，麋或松鼠不能穿過沒有森林的地方，跳鼠不能穿過有森林的地方。因爲有這些情況，所以移居是有界限的，因之絕大多數動物各有着或大或小的一定的分佈區域。

生長地 某種動物（或植物）的分佈區域，叫作生長地。分作種的生長地、屬的生長地和科的生長地。爲了表示種的生長地，把動物居住的地方用點記在圖上，然後把最外側的點連結成綫。用一個總綫把幾個種的生長地環繞起來，我們就得到一個屬的生長地，等等。

各種動物的生長地，通常是很不相同的。例如，若干不大活動的軟體動物的生長地是幾公里。同時，若干亞寒帶針葉林動物（熊、麋、雷鳥）的生長地有幾千公里。鳥類的生長地特別大。有一些鳥類幾乎是到處都分佈着（鶚——Pandion haliaetus、沼澤梟——Asio flammeus、小洞燕——Riparia riparia等）。

動物的生長地通常以穩定爲其特徵。但是有時在地理條件不斷變化的影響下，動物的生長地有的在擴大，有的在縮小。我們舉發生於最近二百年間的幾個生長地擴大的例子。寒雀（Emberiza aureola）在十八世紀末只棲息在烏拉爾山脈以東，但是在十九世紀中葉就已出現在沿伏爾加河地區，八十年代到達了莫斯科，1901年到達了斯摩稜斯克，而在1920年就已出現在前東普魯士境內了。

歐洲山鶉（Perdix perdix）在十八世紀末葉在喀山地方還看不到，但是在十九世紀六十年代就已經侵入了北部地方（Северный край）和中部芬蘭的南部地方。歐洲兎（Lepus europeus）在1871年以前，僅僅分佈在喀山以南，但是在1880年，它已經到達倭羅格達，而現在分佈到基洛夫城，在卡列里也能看到。西伯利亞鼬（Putorius sibiricus）在十八世紀七十年代僅僅棲息在西伯利亞葉尼塞河以東，但是在十九世紀中葉，它已出現在西部西伯利亞，以後，在十九世紀末越過了烏拉爾山脈，但是到1932年已經達到了高爾基地方和占比雪夫省。

在影響生長地擴大的原因中，人類的作用是很大的。例如，歐洲兎、歐洲山鶉、鶉、雲雀等向北方的移居是和森林帶地方墾耕的擴大相結合着的。生長地的縮小以及動物的完全消亡和人們有着很大的關係。例如，狼在不列顛羣島上遠在十八世紀就已經完全滅亡了。駿犎（Bison）羣向來沒有在北美草原（Prairie）上居住過，現在還只是保存在特居地（Reservation）裏。

生長地的隔裂 生長地隔裂的情況是時常有的。我們現在來研究幾個例子。

藍鵲 (Cyanopica cyanus) 居住在西班牙和遠東，烏鴉(Corone corone) 廣泛地分佈於西歐和西伯利亞葉尼塞河以東的地方，但是在東歐和西部西伯利亞是沒有的。麝鼠屬動物 (Desmana moschata) 棲息於伏爾加河、頓河、烏拉爾河流域，另一種和它相近的屬的動物，則棲息於比利牛斯半島的北半部。

生長地發生這種隔離的原因，是在第四紀時期歐亞大陸的冰封以及因冰封而造成的氣候的變化。

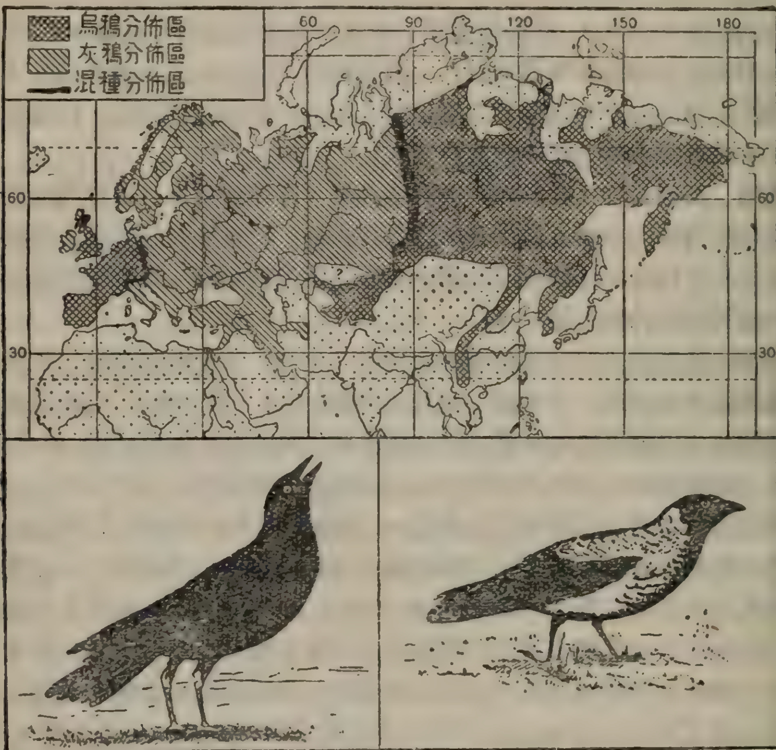


圖275 烏鴉和灰鴉在歐亞大陸的分佈情況

也有一些生長地是被海洋隔離開的。例如，歐洲野犎 (Bison europaeus) 和它相近的美洲野犎 (Bison americanus) 是被大西洋隔離開的；Ovis nivicola 這種羊的生長地，一部分在東部西伯利亞，另一部分在北美西部地方，等等。

這樣的例子是非常多的。這種隔離的原因，必需於最近幾個地質時代內的那些變化方面去尋找（以前在歐洲和北美之間、東部西伯利亞和西部北美之間存在過陸地聯繫）。

地質因素對動物界的分佈所起的作用 我們從藍鵲和烏鴉的例子裏可以明顯地看出，在動物的分佈上，過去的地質時代的條件起着很大的作用。不僅如此，幾個大陸上的動物界相差很大，很明顯地，這種情況只能從地質學方面來說明。

我們舉澳洲作例子。在歐洲人來到澳洲以前，澳洲的動物界具有很大的特殊

性。例如，幾乎澳洲所有的哺乳類都是有袋類，即澳洲的情況等於其他大陸在中生代末期的情況。除此之外，在澳洲還存在着更古老的形態——鴨嘴獸和針鼴，它們恰似鳥類和哺乳類之間的中間環節。

因爲有這些情況，所以我們有根據推論，最少限度澳洲從第三紀初期就和現存其他大陸斷絕了陸地聯繫了。在比澳洲大的其他大陸上，因爲存在着各種各樣的地理條件，所以在第三紀和第四紀時期，形成了新的更完善的動物形態。在澳洲大陸上，因爲地理條件比較單調，所以動物形態的發展是非常緩慢的，因之在動物界保存着古代的、比較原始的情形。

我們再舉一個例子。歐洲、亞洲北部的動物界和北美的動物界非常近似。苔原的鹿、北極狐、旅鼠等廣泛地分佈於歐洲、亞洲和北美。

森林帶的動物界(熊、狼、狐狸、松鼠、麋等)的情況也是這樣。很明顯地，在這裏以前是存在過陸地聯繫的，因爲存在着陸地聯繫，所以動物能够不受阻碍地來往遷徙。白令海峽在第四紀才形成，第四紀以前在白令海峽間存在過陸地聯繫，美亞兩洲的動物的遷徙取道於此，這是最明顯的例子。很明顯地，在歐洲和北美之間也存在過這樣的陸地聯繫。

上面所舉的例子十分明瞭地告訴我們，過去地質時代內的海陸分佈，具有巨大的意義。因此我們可以了解爲什麼在同一地帶範圍內動物界是那麼多種多樣。可以舉南美，非洲和澳洲作例子。

動 物 地 理 區

陸地上各地區的動物界極爲複雜。但是我們如果把幾個不同地方的動物界比較一下時，那麼在一種情形下便能發現動物界的組成上的類似，在另一種情形下則發現差異。我們已經舉過了澳洲或南美的動物界和歐亞大陸、北美、非洲的動物界差異顯著的例子。

因爲有這些情況，所以我們有根據把陸地的動物界分作六個大動物地理區，即：

（1） 阿比西尼亞區或非洲動物地理區；

（2） 東洋區或印度馬來動物地理區；

（3） 舊北區或歐亞動物地理區；

（4） 新北區或北美動物地理區；

（5） 新熱帶區或南美動物地理區；

（6） 澳洲玻里尼西亞動物地理區。

必須指出，在劃分爲幾個動物地理區這一問題上，現在還沒有完全一致的意見。有的學者分作六個動物地理區，有的學者分作七個或八個動物地理區。所以產生這樣的紛歧是因爲，一些動物地理學家先劃分出幾個比較大的動物地理區，然後再把大的區分成幾個副區。另一些動物地理學家愛好把一些副區認爲是區，因此，它們所劃分的動物地理區的數量就多。對於我們來講，採取比較簡單的六個區的分法，是比較方便的。



圖276 動物區域地理圖

往往在動物地理區的排列順序上還發生問題。有的學者把具有最古老的動物界的動物區放在最前面，按動物界的古老程度依次排列；相反地，有的學者則把經研究最多的歐亞區放在最前面，按對該區的研究程度依次排列；更有的學者把動物界比較豐富、同時在冰期未曾受變化的阿比西尼亞區放在最前面，依動物界的豐富程度依次排列。我們認爲最後一種排列法是比較恰當的。

1. 阿比西尼亞區或非洲區 屬於阿比西尼亞區的有：撒哈拉大沙漠以南的非洲、南阿剌伯和馬達加斯加島，這個地區的最特徵的動物是：非洲象（長着大耳朵的）、非洲駿犎、河馬、幾種雙角犀、大類人猿（大猩猩和黑猩猩）、犬猴（狒狒）、長頸鹿（在熱帶草原）、斑馬、很多種羚羊。猛獸有：獅子、豹、胡狼、斑狼（Hyaena crocuta Zimm.）。鳥類：駝鳥、珠鷄（Numida meleagris）、紅鶴（Ibis）、Marabou（Leptoptilus crumenfer，一種鸛）。爬蟲類：尼羅河鰐（Crocodilus niloticus）。

2. 東洋區或印度馬來區 屬於東洋區的有印度半島、印度支那、菲律賓羣島和其他羣島（至西里伯斯島）。這裏，在密林的邊緣地方和熱帶草原棲息着如印度象、單角犀（但在馬來亞亞區還有雙角犀）、幾種駿犎、貘等大獸。在森林裏棲息着狐猴，在蘇門答臘和婆羅洲棲息着大類人猿——猩猩。猛獸有虎和豹。鳥類有鸚鵡、原鷄、孔雀、很多種雉。關於爬蟲類方面，必須提出來的有河鰐（幾種）以及蛇，蛇中最大的是蟒，或叫印度蟒（Indian python），最有毒的是眼鏡蛇。

3. 舊北區或歐亞區 屬於舊北區的有歐洲、亞洲北部、中部亞細亞和北非。在舊北區範圍內有苔原、森林帶、草原(和沙漠)帶等地帶。動物最豐富是森林帶的特徵，在森林裏居住的有蹄類有鹿、麋、野猪。齧齒類有栗鼠、海狸、兎，以及許多肉食類如狼、狐狸、熊（褐色的）、貂、貂、黑貂等。關於鳥類，必須指出來的有分佈最廣的黑雷鳥（Lyrurus tetrix）、另一種雷鳥——Tetrao urogallus和松鷄。在草原上居住着的主要是齧齒類、黃鼠、土撥鼠、跳鼠等，以及有蹄類的羚羊。在中央亞細亞的草原上居住着野馬和雙峯駱駝。關於原苔的動物，我們必須指出來的有鹿、北極狐、白熊（多半居住於北冰洋區域）、旅鼠、鳥類有歐洲山鶉、北極雪梟。

歐洲、亞洲和北非的地中海沿海地方，也屬於舊北區。地中海副區最特徵的動物是摩弗倫羊、黇鹿（Dama Vulgaris Brook）、胡狼、豪豬、野兎；鳥類有金絲雀、秧鷄；爬蟲類有希臘象龜（Testudo graeca）。

4. 新北區或北美區 新北區包括北美和格陵蘭島。這裏的許多動物和舊北區的動物相似或完全一樣。可以舉下面的動物作例子：麋、海狸，這裏的熊不是褐熊，而是黑熊和灰熊。這裏的黃鼠和土撥鼠也和蘇聯境內的相似，但是人們把它們叫做草地小狗。歐洲駿犎在蘇聯幾乎是消滅了，在新北區有美洲駿犎。

但是在北美還有舊北區沒有的動物。可以舉下列動物作例子：麝牛、浣熊、鳥類的野生吐綬鷄、爬蟲類的響尾蛇。

5. 新熱帶區或南美區 屬於新熱帶區的有南美、中美、安的列斯羣島和北美南端。

新熱帶區的動物界不同於非洲區的動物界，也不同於印度區的動物界，雖然它們大致上都位於相同的氣候帶。新熱帶的動物界也富於野獸，特別富於鳥類。在這裏的密林裏有很多種捲尾猴。樹懶居住在這裏，一生都在樹上過活。這裏代替印度貘的是幾種美洲貘，代替獅子和豹的是美洲虎(Jaguar)和美洲獅(Puma)。在這裏美洲蟒代替了印度蟒，美洲鱷代替了非洲鱷和印度鱷。關於南美所特有的其他動物，必須指出來的有生活在山裏的美洲駝(Lama)、食蟻獸(Anti-eater)、飛鳥中最大的大兀鷹 (Condor) 和最小的地禽——蜂鳥(Humming-bird)。

6. **澳洲玻里尼西亞區** 這個區包括澳洲、新幾內亞、新西蘭、馬來羣島（西里伯斯島以南）和玻里尼西亞。

澳洲區的動物界是非常獨特的。我們舉出已經講過的鴨嘴獸、針鼹以及多數有袋類，就足够證明這一點的。在這裏有袋類代替了其餘的獸類，代替了肉食類、齧齒類和猴類。有袋類中最有名的是袋鼠（Kangoroo）。屬於普通的哺乳類（非有袋類）的，僅僅有澳洲犬——Dingo（類似野犬）。鳥類有黑鵠、色彩鮮麗的極樂鳥（Paradise bird）、有冠毛的鸚鵡、澳洲駝鳥、琴鳥等。

人類對動物界的影響 上述幾個動物區的動物界，現在在人類的影響下已經發生了很大的變化。首先必須指出，狩獵對象的大動物的大量滅亡。以前成大羣棲息於北美的美洲髮犂，現在幾乎完全滅亡了，而僅僅棲息於特居地。歐洲髮犂現在歐洲保存的就更少了。象和河馬的數量大大地減少了。歐洲野獸的數量特別劇烈地減少了。在歐洲，海狸幾乎完全被消滅了，褐熊和狼是越來越少了。

人類除了消滅一些動物之外，還大量地繁殖了對於人類有用的動物，並且把些動物推廣到以前向來未曾有過這些動物的大陸和島嶼上。例如，現在在澳洲牧養着幾百萬羊、牛、馬、猪羣等。美洲在歐洲人沒有到來之前沒有馬，現在美洲有幾百萬匹馬。

海 生 生 物

有一種推測，認爲地球上的生物最初不是產生於陸地上，而是產生於海裏，祇是以後才傳播到島嶼和大陸上。但是關於這種推測，現在還沒有精密的科學證據。如果海和大洋都不是生物發生的搖籃，那麼海和大洋當是現存的豐富的和多種多樣的生物發展的地方。如果在植物的綱的數目上，海遜於陸地，那麼在動物界的多種多樣上，海是勝於陸地的。現有的六十二綱動物中的三十一綱，即50%，只是生活在海裏。但是如果把在海和淡水裏有代表動物的綱都計算在內，那麼就不是三十一綱，而是五十四綱，佔所有綱數的百分之八十七。

海的自然地理條件的特點和海生生物對它們的適應 溫度的日較差和年較差很大，這是陸地、特別是溫帶和寒帶陸地的特徵；相反地，如前所述，海水的特徵是溫度的較差很小。例如，在北冰洋區域，海水的最低溫度是0°和零下2°，但是在最熱的地方，海水的最高溫度是27°和28°。

動植物界比較容易適應各種不同的溫度條件。如果按動物的種的豐富來說，暖海大大超過寒海的話，那麼動物的數量方面的差別却並不大。例如，在北冰洋的上層海水裏，在未結冰時期，動物數量之多甚至超過了熱帶海洋的。至於產業動物、魚類、海獸、鯨等，也是同樣的情形。在北冰洋結冰時期，動物的數量就大大地減少了。

海洋環境裏的日照情況也是不同的。陽光在陸地表面上的分佈是比較均等的，但是在海裏的一米深處，日照的力量就減弱一倍。在200—400米深處，陽光的力量非常微小，以致連植物都不能生存。因此，既然植物界是動物的主要食物基礎，那麼在比200—400米更深的地方，動物的生活就很困難了。深海動物的唯一的食物來源是從海水上層「落到」深處的動植物殘骸。因爲有這些情形，所以動物界和植物界在垂直方向上是非常多種多樣的。

海洋環境裏的壓力條件也是完全不同的。在深10米處，壓力達2大氣壓；在深5,000米處，壓力到達了驚人的數值：500大氣壓。但是巨大的壓力並不成爲海生生物傳播的障碍。如果由於陽光不足，植物生長的界限在200—400米深的地方，那麼在各種不同深度的地方（達4,000—5,000米或更多）都有動物界。這是很自然的事情：動物爲要適應壓力條件，只能够生活於一定深度的地方，垂直活動保持在一定的水層裏，水層的厚度以幾十米計，有時以幾百米計。

在海洋裏只是上層海水有運動（波浪、潮流）。深處的水是處於靜止狀態的。因此，對於海水運動這一條件的適應，只是生活於上層海水裏的動植物所具有的特徵。

沿岸地區的波浪（拍岸浪）具有特殊的力量，這種力量對動物的構造的情形和它的生活方式有着極其明顯的影響。沿岸地區的植物通常非常堅固地固着在海床上，並且具有着柔韌性和堅固性。動物，也有一些是固着於海床上，另一些則具有着特殊的彈性(蝦蝦蛄——Crangon vugarise)和迅速鑽到海床裏去的能力。相反地，更深處的動物，處於水環境完全不動的條件之下，因之，使它們形成了完全不同的適應性。

因爲有這些情形，所以海生生物的分類法，和陸生生物的分類法稍爲不同。例如，其生活和海底緊密相聯的動植物，首先分爲一個特殊的羣，叫做海底生物（benthos）。海底生物的生活條件是很不一樣的。例如，比較一下拍岸浪所冲打的海濱和深達200米或200米以上的大海底，就足够說明這一點的。根據這種情況，海底生物分爲沿岸部分和深海部分。

在水中成懸垂狀態的動植物，分爲特殊的一羣，這裏面包括被動地被飄流着的漂浮生物（Plankton）和自由地游浮着的游動生物（Nekton）。

海裏的植物界 一般地說來，關於海和大洋裏的植物界的研究還是很不够的。但是，我們有一切理由說，在植物的種的數量上，海洋比陸地是貧乏得多。在海裏開花植物特別少（至多不過三十種）。分佈很廣的海草（圖 277），是開花植物的一個例子。大部分海生植物是屬於藻類的。藻類分作固着於海底的，即

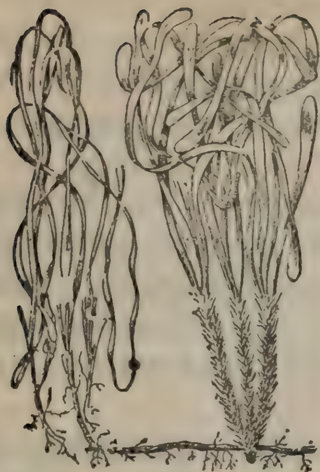


圖277 海 草

左一大葉藻(Zostera marina)
右一 Posidonia oceanica

屬於海底植物的，和懸垂在水裏的，即屬於漂浮生物的。

海底藻類又分作：（1）藍藻類（Cyanophyceae），（2）綠藻類（Chlorophyceae），（3）褐藻類（Phaeophyceae），（4）紅藻類（Rhodophyceae）。第一類，即藍藻沒有特殊的重要意義。這是些很小的植物，通常在石礁上形成有粘質的薄膜。其他的藻類往往形成巨大的叢藪，某些代表藻類以規模特別巨大為特徵。例如，屬於褐藻類的大浮藻(Macrocystis pyrifera)長達200米（在南美海岸近處有）。大堆的脫了根的馬尾藻屬（Sargassum）植物也屬於褐藻類；大西洋的一部分，因為有大堆的馬尾藻，所以得名為「馬尾藻海」。

屬於漂浮生物的藻類也是成大堆狀態的。這主要是一些微小的單細胞植物，矽藻是這類植物的例子。

大洋植物區分作三個：北區、熱帶區和南區。北區最特有的是黑角菜屬(Fucus)、昆布屬（Laminaria）和矽藻屬（Diatomea）的植物。熱帶區最特有的是紅藻類和許多種馬尾藻屬植物；前面已經講過，馬尾藻屬於褐藻類。南區所特有的是大浮藻屬（Macrocystis）植物等。

必須指出，大洋植物區和陸地植物各區遠不一致。例如，北區，在歐洲沿岸向南方伸展到法國，甚至到西班牙，而地中海則是屬於熱帶區的。

海裏的動物界 海洋裏的動物界，和植物界相比較，它的特徵是非常複雜的。如前所述，這裏有海底動物（分作沿岸動物和深海動物），還有漂浮動物和游動動物。

沿岸地方的動物 根據海岸的情形，分作岩岸動物和傾斜很緩的砂岸動物。

我們先談一談岩岸。在這裏，動物首先必須和拍岸浪的壓力作鬭爭，所以動物養成了固着於岩石或防避被岩石所打擊的各種性能。固着於岩石的最好的例子，是所謂藤壺（Balanus），它往往在密密地固着在拍岸浪帶裏的石礁上，好像鋪上了一張氈子一樣。在這裏，每個貝類都和岩石的表面緊緊地瘉合着。蝛屬（Patella）動物、玉黍螺（Litorina）等也都具有着這樣的特徵。蝛屬動物緊緊地吸附在岩石上，只有用很大的勁才能使它離開岩石（據計算，使蝛屬動物離開它所固着的6方厘米面積需要用等於32公斤的力）。在這裏，我們可以看到有挾鉗的蟹，它們使用這種挾鉗能够固着在岩石的裂縫上。

另一種動物是居住在傾斜緩的海岸的淺灘上。在這裏佔優勢的是掘土動物：蝦蛄、各種兩片介殼的軟體動物、海星等。

離岸越遠，海水越深，拍岸浪的力量就逐漸減弱，同樣，海床的性質也不同

了（砂和軟泥代替了岩石）。與此相聯繫，隨着離開海岸的程度，我們將看到動物是在逐漸地更替着。我們看到大量的海星、海膽、顏色鮮明好像花朵一般的海葵、固着在硬海床上的海綿、海百合、水螅，等等。在這裏的岩石堆裏，能够看見隱藏着的章魚和多數的各樣的甲殼類。離海岸更遠處，隨着砂和軟泥地段的增大，我們就看到我們已經講過的掘土的蠕蟲、各種各樣的兩片介殼的軟體動物，等等。

深海動物 在很深的地方，完全黑暗，水滯留不動，溫度不變，壓力達幾百大氣壓，在這裏有海底動物，也有自由游動的動物。這兩種動物，爲要適應於深海的條件，它們和普通的海生動物大大不同。它們通常有着非常脆弱的構造、柔美的外皮、細長的附屬物。例如，海百合長在細長的莖上，甲殼類有着很長的足，以便能把自己的體軀舉起到軟泥上面。魚類有着細長的附屬物、退化了的、或相反地、非常大的視覺器官、發光器官。許多猛魚有着很大的長着牙的嘴或有着吞食比其自身還大的動物的能力（圖 278）。

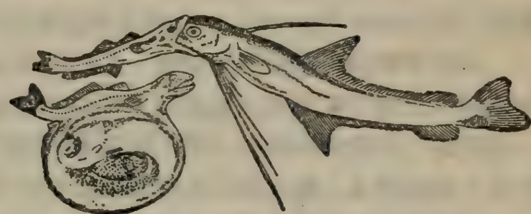


圖278 深海魚 Chiasmodon niger

漂浮動物 首先必須指出，分佈很廣的單細胞動物，如放射蟲類和抱球蟲類（放射蟲軟泥、抱球蟲軟泥），是屬於漂浮生物的。講到海底的土壤，我們就不能不講一下屬於軟體動物的翼足類（Pteropoda），由它們的貝殼堆積形成所謂翼足蟲軟泥。軟體動物通常是很重的，笨拙的，但是翼足類却是例外。它們是完全透明的，有時負着薄薄的像紙一樣的貝殼。它們振動着「翼」（筋肉發達的「足」的變形），輕輕地顛簸前進。

1至2厘米大小的多數的甲殼類（橈脚類）也屬於漂浮動物，這些甲殼類是魚類的主要食物。我們舉廣泛分佈於寒冷的北方海裏的 Calanus finmarchicus 作例子。它有時成巨大的堆集，致使很多公里的海面帶上顏色。入孔直徑一米的漂浮動物網，在五分鐘內能捕獲200,000至800,000個 Calanus finmarchicus。它是許多魚類（包括像鯡屬一類的重要產業魚類）的主要食物。有兩種大西洋鯨也廣泛地吃着這種「食物」。

漂浮動物非常多，但是我們在這裏只談一談最主要的。幾乎完全透明是絕大多數漂浮動物的特徵，因此漂浮動物在水裏幾乎是不能被看見。它們之中有很多是能發光的。我們所知道的夜光蟲（Noctiluca miliaris）、Pyrocystis noctiluca 等，都是能發光的。

游動動物 除了漂浮動物之外，在海洋的水層裏還有許多自由游動的動物，其中魚類佔着第一等的地位，其次是海豚、海豹、鯨。海水魚類的種的數量之大，其中許多魚類對於人類有怎樣的重要性，在這裏沒有講的必要。我們只提一下這一點，即像鱈、庸鰈、Gadus aeglefinus、鯡等產業魚都產於水溫在 10° 以

下的北方海裏。鰮 (Sardine)和地中海鰮 (Engraulis encrasicholus mediterraneus 地中海所特有的魚) 產於大西洋南部區域。在熱帶地方，魚類就完全不同了，而且這裏可以看到顏色異常鮮艷的飛魚。

大家都知道，鯨屬於哺乳類。鯨分爲兩個類，一爲齒鯨類，一爲無齒鯨類(或叫鬚鯨類)。屬於齒鯨類的有抹香鯨 (Phiseter macrocephalus)、逆戟鯨 (Orca gladiator)、鼠海豚 (Phocaena) 和海豚 (Delpkinus)。屬於無齒鯨的有北極鯨 (Balaena mysticetus)、鰮鯨 (Balaenoptera musculus) 等。

鯨產於所有的大洋，但是齒鯨類多產於中心區域(在這裏它們獵食槍鰂類)，而無齒鯨類主要地產於北極和南極的冷水裏。

至於其他的海棲哺乳類，我們還必須提出的有：海豹、膃肭獸、海獅和海象。海象主要以軟體動物以及其他小的海生動物爲食物，而海豹主要以魚類爲食物。

至於游動動物，我們還必須指出屬於頭足類的烏賊 (Sepia officinalis) 和槍鰂類 (如Loligo forbesi)。人們用它們製造褐色顏料 (烏賊黑顏料)。

人類對於海生動植物的影響 海生植物還很少爲人們所利用。它的一部分用作人們的食物。在中國 (昆布)、日本、印度比較廣泛地利用海藻作食物，歐洲人用海藻作食物的比較少。廣泛地利用藻類製取碘、石花菜 (Agar-agar)、蘇打等。總的來說，海裏的海藻叢藪還是保存着它們的原始狀態。

動物界的情形就不同了。魚類、鯨、海豹以及其他許多動物，從古代以來就大量地爲人類所利用。有許多海生動物在人們的影響下，完全消滅了。這樣的動物首先是無齒牛(Rhytina stelleri)，1741年白令探險隊在康曼德羣島 (Commanders Islands) 發現了這種動物，還是在1768年就被產業家們完全消滅了。

以前曾是捕鯨的主要對象的北極鯨，已經幾乎完全消滅了(只有很小數還保存在白令海峽以北)。鰭脚類，特別是海狗和海象已經大大地減少了。一些最有價値的魚、蟹、牡蠣等等也是同樣的情形。

但是，人們除了消滅而外，還無意識地和有意識地遷移動物。例如，隨着蘇彝士運河的開通，地中海的許多魚進入了紅海 (地中海鱸、Corvina nigra)。另一方面另一些魚進入了地中海 (眞珠鰡、紅海鰡等)。中國產毛蟹 (一種蟹) 不久以前被船載到了漢堡，就從漢堡傳播到了德國的海水和淡水裏。

有意識地遷移動物這項事業，可以說，現在還只是處在萌芽階段。

景觀和景觀帶的概念

景觀 俄文 ландшафт (景觀) 這個名詞出自德文 Landschaft。這個名詞直譯的意義是：地方(местность)，地方的風景(вид на местность)，自然形象的輪廓(урочище)。起初在地理著作裏使用這個名詞時，它的意思是地方的風景。以後，逐漸用這個名詞表示具有某種特徵的區域或很小的地段的概念。但是

ландшафт 的概念沒有被確定下來，往往和「地方」(страна) 這一概念相混淆。

蘇聯偉大士壤學家之一道庫契夫第一次明確地和深刻地闡明了景觀這一概念的內容，但是他沒有使用 ландшафт 這個名詞。他在研究俄羅斯黑土〔註一〕的一書中證明了，產生黑土的條件是草原植物、一定的氣候和一定的岩石。換句話說，在黑土分佈的地區，地勢起伏、岩石、氣候、水、現有的土壤、植物之間，存在着十分明確的一定的因果關係。如前所述，道庫契夫沒有使用 ландшафт 這個名詞，但是他十分明確地和深刻地闡明了這個概念的內容。

關於「自然綜合體」的學說，在確定地理景觀的概念上，起了很大的作用。

所謂自然綜合體是指，位於地球表面一定區域裏，並互爲因果關係的客體和現象的綜合而言。自然綜合體的例子有：湖、沼、草原 (степная западина)、森林、沙漠、苔原等。

在景觀學說的發展上，莫羅索夫所著「森林研究」一書，有很大的意義。莫羅索夫給森林下的定義是這樣的：「木本植物在互相作用、作用於土壤和大氣圈的條件下，它們的外形和內部構造都發生變化，森林就是這種木本植物的綜合」〔註二〕。

蘇聯柏爾格教授關於地理景觀問題，做了最深刻的研究。他說：「地理景觀是客觀和現象的總合或集團，在客體和現象裏，地勢起伏、氣候、水、土壤、植物界、動物界的特徵，以及人們的活動等，溶合成一個統一的和諧的整體，這個整體非常典型地再現於地球上一定範圍的地帶」〔註三〕。

柏爾格所下的定義是內容非常豐富的，有趣的，並且在許多方面都是非常正確的。但是關於「和諧性」的問題，却遭到了若干的反駁〔註四〕。和諧性的先決條件是景觀的一切因子彼此要完全適應。但是在景觀的每個因子不斷發生各種各樣的變化的情況下，這樣的適應性是不可能有的。

我們舉幾個例子：

由於浸蝕基面的下降，河谷的侵蝕加強，所以景觀因子間舊有的相互關系，就逐漸破壞，因之景觀的情况就發生變化。這是緩慢進行的過程的例子。我們舉另一個例子。

由於春季驟雨或夏季氾濫的結果，廣大地區的土壤層連同植物都被冲走了。這個由自然原因引起來的顯著的變化，馬上破壞了景觀因子舊有的適應性，景觀的情形就發生了變化。

我們再舉第三種例子，在這裏，顯著的變化是由於人們的干涉引起來的。

森林被砍伐了。結果：雪的融化加速了，雨水流得快了，形成了雛谷，環中水系統發生了變化，植物界發生了變化，等等。

按照柏爾格所下的定義，景觀是不指明境界的某一地區所特有的客體和現象的總合。但是實際上往往必需確定景觀是地球表面的一定地區，並把它記在地圖

〔註一〕 道庫契夫著，俄羅斯黑土，1883年。

〔註二〕 莫羅索夫著，森林研究。1928年，第四版，46頁。

〔註三〕 柏爾格著，蘇聯的景觀地理地帶。農業書籍出版局，莫斯科——列寧格勒，1931年。

〔註四〕 柏爾格在最近的著作中，十分確定地承認景觀的易變性。他說：「不消說，地理景觀是不斷地發生變化的…」。柏爾格著，蘇聯地理學的成就。列寧格勒出版局，1948年，21頁。

上，也就是說，必須確定景觀的界限。

這樣一來，景觀這一概念在一種場合用於表示現有的自然條件的綜合體，不指出境界。在另一種場合，景觀是境界比較清楚的十分明確的地理單位。

在蘇聯除柏爾格之外，還有其他學者從事研究景觀這一概念，但一直到現在，在解決這一問題上，還沒有一致的意見。有一種意見要用同意的「пейзаж」這一來自法文的術語代替「ландшафт」這一來自德文的術語〔註一〕。但是這樣的更換是不妥當的，首先，因為 ландшафт 這一術語在地理著作中沿用已久，第二，更換術語並沒有解決問題。還有一種意見要不用 ландшафт 這一術語，而用更適當的名稱：地方的景色（тип местности），或地區的景色（тип территории）〔註二〕。在講現有的自然條件的總合體，不指明其境界時，使用這一術語是特別方便的。一般地說來，景觀這一概念在地理著作裏一直使用到現在，却沒有它應有的精密性。例如，往往除了敍述地勢起伏的類型（山岳景觀、海洋景觀）以外，我們還使用「植物景觀」、「文化景觀」、「城市景觀」等辭句〔註三〕。

儘管景觀的定義還不夠明瞭和精密，但是「景觀（ландшафт）」這個名詞，在蘇聯和世界各國的地理著作裏，已經扎下了很深很深的根。通常所謂地理景觀是指凡是在地理上相同的、並成為複雜的地理區的簡單因素的地區而言。

景觀是最基本的地理單位，景觀連結起來成為景觀區，景觀區連結起來又成為景觀帶。

我們稍為詳細地談一談地帶性的問題。

太陽的能和自然地理地帶　幾乎發生於地球表面上的一切現象都依賴於兩個基本的原因：地球內部力和太陽放射能。這個道理我們講過已不只一次了。

大家都知道，內部力的源泉在地球本身之內（地內溫度、親和力—Chemism，等等）。外部力的源泉主要是太陽的放射能。因為大地是球形的，所以太陽放射能在地球表面上的分佈是極不均勻的。固然，因為地球的運動，特別是因為地軸向軌道面的傾斜，部分地減少了分佈不均勻的情形。但是，儘管如此，太陽放射能在地球上的分佈還是具有很明顯的地帶性質（熱帶、溫帶、寒帶）。放射能分佈的地帶性造成了氣候的地帶性，這種情況又引起了各種土壤植物地帶的產生。結果，地球上分成幾個很明顯的自然地理地帶。我們可以舉北半球上的一些自然地理地帶作例子，北半球的自然地理地帶有北極帶或冰帶、苔原、溫帶森林帶、森林草原帶、草原帶、沙漠帶等。乍眼看來可能感覺奇怪，為什麼大多數的名稱都是根據植物的情形而命名的。但是在這一點上是沒有什麼值得奇怪的，因為植物是現有自然地理條件的最明顯的指標。

非地帶性因素　如果地球表面的構造都是一樣的，那麼所有的地理上的種種差異，只用自然地理地帶是都可以表現出來的，各地帶的境界將和緯線的方向相一致。但是，在地球上有海洋和陸地，平原和山地，以及還有許多其他的因素，

〔註一〕謝苗諾夫・天山斯基著，地區和地方。國立出版局，莫斯科，1928年，48頁。

〔註二〕M・彼爾布欣著，論現代自然地理的對象和方法。「爲馬列主義的自然科學而鬥爭」雜誌，1932年，第1期，111—115頁。

〔註三〕B・И・蘇卡夫著，蘇聯居民點的幾個基本形式。地理學會會報，第76卷第6期，1911年，310頁等。

在破壞着地帶性。破壞地帶性的各種因素，總稱爲非地帶性因素。

我們現在來考察幾個由於陸地和海洋的存在而造成的非地帶性的例子。

在東歐和亞洲，草原地帶很發達，但是在西歐，幾乎沒有草原。基本原因是接近大洋和大陸的强烈分裂彎曲，因爲有這樣强烈的分裂彎曲，所以海深深地侵入到陸地內。大西洋，大西洋裏的海流和海，都影響着氣候，氣候反過來又影響着土壤和植物界的情形。同樣也是因爲接近大洋，也因爲由於巨大的亞洲大陸和太平洋相互作用的結果而產生的季節風，在亞洲東部沿岸沒有草原。歐亞大陸的森林帶，隨着離開大西洋的程度，它們的情形在不斷地變化着。如果在西歐闊葉樹類的森林佔着統治地位，那麼在東歐就爲混合林所代替，在烏拉爾以東就爲針葉林所代替。沙漠地帶在北半球的幾個巨大的大陸上很發達，但是在大陸極爲狹窄的南半球上，就比較不發達（南美、南非），等等。

像地勢起伏等非地帶性因素的作用，特別是山脈的作用，是非常顯著的。

西部西伯利亞低地展開在我們的面前。這是一個長（南北）在 2,000 公里以上、寬（東西）在 1,500—2,000 公里的大平原。在這一個廣大的平原上沒有一個絕對高度達 200 米的寬大的高原。在西部西伯利亞低地地區，地帶性表現得非常清楚，自然地理地帶的界綫近於和緯綫相平行。因此，從一個地帶到另一個地帶的過渡是極爲逐漸的。

我們取位於鄰近的阿爾泰山和成扇形放射的阿爾泰山脈作例子。阿爾泰山位於草原地帶，它南面和沙漠接壤。阿爾泰山本身大部長着很好的森林植物。理由在那裏？完全在地勢起伏上。阿爾泰山脈像展開的扇子一樣，它殷勤地接待西北風所帶來的濕氣。氣團在通過平原上空遙遠的路程時，失掉了大部分的濕氣，把很少的降水，帶到森林草原地帶（在森林草原地帶平均年降水量在 300 毫米左右）。這樣的氣團，沿着阿爾泰山的斜坡上昇時，溫度下降，沛然下雨，雨量豐富。結果，在阿爾泰山脈的北西兩部的斜坡上，降水量在 700—900 毫米，或1,000毫米。由此可以明瞭，爲什麼阿爾泰地區富有多水的河川和豐富的森林植物。但是在阿爾泰地區的山間寬谷裏，我們不僅能看到森林草原，還能看到長着羽茅屬、艾屬植物，有着栗鈣土和灰色土的草原地段和乾燥草原地段。同時這些理由也是很明顯的：越過山脈時充分灑過雨的氣團，在下降時，溫度上昇，變成乾燥的風。因此，在東南阿爾泰地區的盆地和山谷，年降水量在 200 毫米以下，是沒有任何值得驚異之處的。這樣看來，複雜的地勢起伏造成了多種多樣的氣候，從而造成了多種多樣的自然地理條件。

在高加索山脈、天山山脈、喜馬拉雅山脈和科的勒拉山脈地區，我們也能看到同樣的情形。

除此之外，山地還有着它固有的所謂垂直地帶性。在熱帶地方的高山上，實際上有着地球上所有的全部的地帶，從熱帶森林開始到冰帶止，這是衆所周知的事情。

由上面關於非地帶性的敍述裏，可以清楚地瞭解一點：在地球上現有的多種

中科院植物所图书馆
S0003306

中 圖
26,000

一九五三年一月十七日

多樣的自然地理條件的創造上，非地帶性因素有着巨大的作用，並且在許多場合有着決定性的作用。

57.1
180
1:

———

中國科學院圖書館

475701 57.1
180
1:

普通自然地理

57.1/180
1:

44
27
2

475701

書號 0026

普通自然地理

Общая физическая география

著　者：	包　洛　文　金 (А. А. Половинкин)
譯　者：	王繼麟　金世柏
主編者：	東北人民政府文化教育委員會
出版者：	東北教育出版社 (瀋陽市北陵)
發行者：	新華書店東北總分店 (瀋陽市馬路灣)
印刷者：	造幣廠印刷廠

印數6001—26,000册 (瀋) 1952年9月初版

定價26,000元 1952年11月再版